К, 431

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВОПРОСЫ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

21

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

КОМИССИЯ ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

ВОПРОСЫ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

21

СИСТЕМАТИКА МИКРООРГАНИЗМОВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ХРОНОСТРАТИГРАФИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1978

УДК 562/569

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR GEOLOGICAL INSTITUTE
MICROPALEONTOLOGICAL COMMISSION

QUESTIONS OF MICROPALEONTOLOGY, 21

SYSTEMATICS OF MICROORGANISMS AND THEIR IMPORTANCE FOR CHRONOSTRATIGRAPHY

Publishing office «Nauka»
Moscow 1978

В сборнике рассматриваются вопросы систематики, морфологии, эволюции и пространственного распределения фораминифер, а также известковых водорослей.

На основе новых данных биологических наук рассматриваются функциональное значение и коррелятивные связи между различными структурами палеозойских фораминифер. Для мезокайнозойских отложений Атлантического и Тихого океанов разработана единая зональная шкала по планктонным фораминиферам и выявлены важнейшие особенности строения осадочного чехла и его соотношение с базальтовым фундаментом. Рассматривается зависимость пространственного распределения планктонных фораминифер Тихоокеанской области от климатических и температурных условий. Освещены вопросы соотношения аммонитовых и фораминиферовых зон и установлена сходимость их границ, объемов и пространственного распространения.

Сборник рассчитан на широкий круг биостратиграфов, микропалеонтологов и геологов.
Табл. 14, ил. 51, библ. 348 назв.

Ответственный редактор

академик *В.В. Меннер*

С $\frac{20801-070}{055(02)-78}$ – 406–78, кн. 2

© Издательство "Наука", 1978 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Выпуск 21 Вопросы микропалеонтологии 1978 г.

Ответственный редактор В.В. Меннер

М. Н. СОЛОВЬЁВА

Геологический институт Академии наук СССР

ИНТЕГРАТИВНЫЕ СИСТЕМЫ ФОРАМИНИФЕР

К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПОНЯТИЯ

Под интеграцией (лат. integer – полный, цельный) понимается "объединение в целое, в единство каких-либо элементов, восстановление какого-либо единства; в теории систем – состояние взаимосвязи отдельных компонентов системы и процесс, обусловливающий такое состояние; в биологии – упорядоченность, согласованность и объединение функций и структур, присущие живой системе на тех или иных уровнях их организации..." (Кондаков, 1975, стр. 203). Продолжая мысль, можно отметить, что понятие интеграции включает также и понятие известной обособленности. Под вводимым в предлагаемой статье понятием – интегративная система фораминифер – понимается связь между теми или иными из структур, присущих фораминиферам, и объединение разнокачественных и различных по функциям структур в системы, обеспечивающие согласованность функций и структур на организменном уровне организации.

Представления о скоординированности, соответствии частей живого впервые были высказаны Аристотелем в его труде "О частях животных". Особое место в формировании представлений принадлежит Ж. Кювье, обосновавшему принцип корреляции. Однако корреляции объяснялись им с телеологических позиций. Позже, с позиций эволюционной теории Дарвина, стал возможен иной подход к проблеме корреляций, наиболее интересно реализованный в работах А.Н. Северцова, в частности в выдвинутой им проблеме коадаптаций. И.И. Шмальгаузен с позиций сформулированного им представления о преобразовании корреляционных систем выводит типы корреляционных зависимостей в онтогенезе и филогенезе.

Также хотелось бы отметить, что в свое время И.-В. Гёте пришел к вычленению в ряду других наук особой науки – морфологии, которая, по его мысли, должна была быть наукой о целостности организма, выраженной прежде всего в форме тела животного. Однако для Гёте была очевидна и известная противоречивость того, что теперь уместно назвать типом связи, если вспомнить такие его определения, как "Естественная система противоречивое выражение" или "Живое обладает даром прилаживаться к многообразным условиям внешних влияний и все же не уступать известной завоеванной определенной самостоятельности".

Наиболее широко проблема корреляций в ее каузальном аспекте была разработана на примере ископаемых позвоночных В.О. Ковалевским, на беспозвоночных – Л. Долло и Н.И. Андрусовым. Впоследствии она разрабатывалась многими исследователями, чьи работы в рамках предлагаемой статьи, к сожалению, не могут быть рассмотрены.

СТРУКТУРНЫЕ УРОВНИ ОРГАНИЗАЦИИ

В соответствии с существующими представлениями в организации живого выделяются следующие уровни: молекулярный, клеточный, организменный и надорганизменный - популяционный или биосферный. Уже с 20-х годов А.И.Опариным развиваются представления о специфике молекулярного и клеточного уровней организации на ранних геологических стадиях формирования живого. В.И.Вернадский, характеризуя молекулярный уровень организации, отмечал строгое постоянство межатомных расстояний и углов между связями, выделяя: а) бесконечную симметрию типа стержней, б) изомерию скелета и положение и оптическую изомерию.

Более высокий уровень организации - организменный - характеризовался на примере Metazoa и Protozoa в последнее время В.Н. Беклемишевым (1964). Специфика форамиифер, на примере которых будут рассматриваться некоторые типы интегративных систем, состоит в том, что в этой группе организмов имеется редчайший случай совмещения клеточного и организменного уровней. Парадокс "простейших", к которым относятся фораминиферы, заключается в их сложности, которая уже давно обратила на себя внимание, и, в частности, еще С.В. Аверинцеву принадлежат слова: "Простейшие так же сложны, как и организмы многоклеточные" (Аверинцев, 1909). Представляется, что с этим положением можно связать введение понятия "соматизация", отражающее тенденцию превращения клетки в организм с дифференцированностью генеративных и соматических органелл и функций (Raabe, 1964).

Следует подчеркнуть, что истоки представлений об уровнях организации можно усмотреть уже у Аристотеля, и универсальный принцип иерархии впоследствии составил основу естественнонаучных, космогонических и многих других представлений. Современные представления о структурных уровнях живого были заложены работами Г. Брауна и Р. Селларса в начале XX в., и существует неразрывная связь учения о структурных уровнях живого с системным подходом.

Напомним, что впервые возможность системного подхода была намечена в 1913 г. профессором Московского университета А.А. Богдановым. Позже идеи системности организации живого были обобщены в виде общей теории систем Людвигом Берталанфи, рассматривавшим живую систему в качестве эквифинальной, открытой, работающей по принципу неустойчивой системы. Разработка принципа системности связана также с именами В.И. Вернадского, В.Н. Сукачева, И.И. Шмальгаузена и других, однако идею связи можно усмотреть и в ряде работ XVII, XVIII и начала XIX в., в частности в "Космосе" А. Гумбольдта и в "Гидрогеологии" Ж.-Б. Ламарка.

Как уже отмечалось, современные представления организации живого предполагают выделение следующих уровней: молекулярного, клеточного, организменного и надорганизменного, популяционного или биосферного.

Названные уровни организации дифференцируются также и по характеру пространственного расположения компонентов живых систем. Крайне перспективными представляются и исследования в этом направлении на ископаемом материале, в частности на ископаемых фораминиферах. Следует сказать, что не в явном виде принцип структурной и пространственной организации всегда учитывался в работах микропалеонтологов и, в частности, он лежит в основе почти всех предлагавшихся в разное время систем форамиифер.

Вопросы формирования и функционирования интегративных систем форамиифер не могут рассматриваться вне законов и теоретических концепций биологии. В рамках представляемой статьи была бы невозможной попытка даже самого краткого обзора массива информации, которым располагает биология последней четверти XX века. Отметим, однако, что в концепцию дарвинизма, по которой основные факторы эволюции слагались из изменчивости, естественного отбора и наследственности, внесены существенные коррективы, во-первых, признанием формирующей роли за такими факторами, как дискретное изменение дис-

кретных единиц наследственности, т.е. признанием за мутациями значения элементарных единиц наследуемой изменчивости, и, во-вторых, признанием в качестве важнейшего фактора эволюционного процесса за рекомбинацией, т.е. за процессом спонтанного образования таких сочетаний генов, которых не было у родительских форм. По Н.В. Тимофееву-Ресовскому (Тимофеев-Ресовский, Воронцов, Яблоков, 1969), все факторы эволюции могут быть сведены к четырем: а) мутационный процесс, б) популяционные волны, в) изоляция, г) естественный отбор.

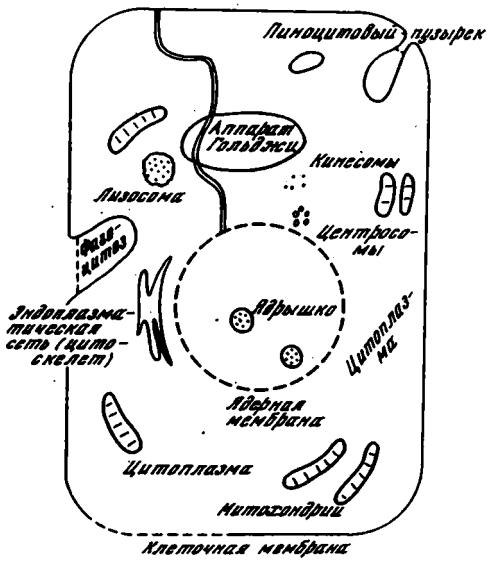
МОЛЕКУЛЯРНЫЙ И КЛЕТОЧНЫЙ УРОВНИ ОРГАНИЗАЦИИ

Современные представления о строении и функции клетки, в основе которых лежит главным образом ультрамикроскопическое и цитохимическое изучение, весьма далеки от той модели, которой в начальный период развития учения о клетке в XVII в. придерживался первооткрыватель клеточного строения Роберт Гук. Весьма отличны они и от тех представлений о строении клетки, которые уже столетием позже были изложены Каспаром Вольфом, открывшим клеточное строение животных тканей. Современные представления о строении клетки также разнятся существенно и от той концепции, которой придерживались в конце XVIII столетия основоположники учения о клетке Горянинов, Шлейден и Шванн. Строение клетки, наблюдаемое на ультрамикроскопическом уровне (рис. 1), значительно разнится от строения ее, наблюдаемого в микроскоп обычного класса разрешения.

Остановимся на самом определении понятия "клетка". Как известно, существует определение клетки как основной единицы, из которой построено все живое, а также определение клетки как "вместилища живого вещества" (по Вирхову) и, наконец, представление о клетке как элементарной саморегулирующейся системе. Клетка является общей, в главных чертах, сходной для всех организмов элементарной структурой.

Из возможных аспектов исследований на молекулярном и клеточном уровнях у вымерших групп фораминифер, естественно, исключается возможность непосредственного цитохимического, цитоморфологического, цитофизического и ультраструктурного исследования цитоплазмы и происходящих в ней процессов. Но модель процессов, происходящих на молекулярном и клеточном уровнях организации у фораминифер современной эпохи может быть приложима к реконструкциям процессов, происходивших на клеточном уровне у вымерших групп фораминифер. Попутно отметим, что в настоящее время существует обширная литература, посвященная современным простейшим, в том числе и современным фораминиферам, дать обзор которой в рамках предлагаемой статьи было бы затруднительным. Однако моделью процессов, происходящих у простейших, в том числе и у фораминифер, являются процессы, происходящие на клеточном и молекулярном уровне живой клетки. Ниже мы остановимся лишь на некоторых аспектах, интересных для объяснения особенностей строения ископаемых фораминифер.

Несмотря на то, что не существует одинаковых клеток, на рис. 1 приведена модель клетки по Браше (Браше, 1966), иллюстрирующая общий план строения любой клетки. Все клетки имеют цитоплазму, ядро, клеточную и ядерную мембраны и т.д. Цитоплазма вместе с ядром составляет основу клетки, в том числе и клетки простейших. Цитоплазма содержит органеллы: митохондрии, состоящие из пластинчатых структур и являющихся органеллами извлечения энергии из питательных веществ при окислении и дыхании; лизосомы, вместилища переваривающих ферментов, ограниченные мембраной, препятствующей проникновению ферментов лизосом в цитоплазму; центросомы - органеллы, дифференцирующие хромосомы по двум дочерним клеткам, и кинетосомы, обеспечивающие функцию движения. Цитоплазма имеет цитоскелет, состоящий из системы внутренних мембран, образующих цитоплазматическую нить. Наружная и



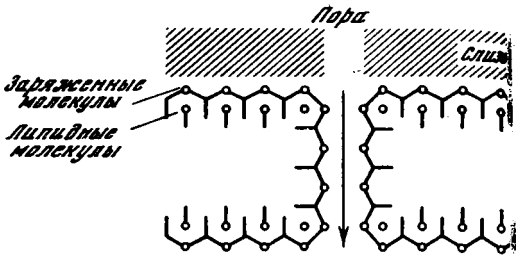


Рис. 2. Модель клеточной мембраны по Д. Даниэлли (Холтер, 1966)

Рис. 1. Модель клетки (Браше, 1966)

внутренняя границы цитоплазмы ограничены мембраной, причем ядерная мембрана имеет вид двойной перфорированной пленки. Для воссоздания мембраны служит аппарат Гольджи. В ядре клетки локализуются нити хроматина с заключенной в них всей содержащейся в клетке ДНК, и именно ядро и несет функцию синтеза ДНК и РНК.

Для обеспечения жизнедеятельности клетки необходимо поступление в нее различных веществ, однако известно, что функцией клеточной мембраны является изолирование вещества цитоплазмы от внешней среды. Как теперь установлено (Холтер, 1966), мембрана проницаема для ряда веществ вне зависимости от направленности тока (клетка $\rightleftarrows$ среда).

При переносе веществ через мембрану при заглатывании (фагоцитоз или пиноцитоз) клеточные мембраны образуют карманы или выпуклости, которые втягивают вещества, и после отшнуровывания вакуоля дрейфуют в цитоплазме. Следующий этап - это трансмиссия веществ через мембрану. Одна из сил, действующих в этом процессе, определяется градиентом концентрации. Уравнивание концентраций происходит в случае проницаемости мембраны для растворенного вещества. В случае проницаемости мембраны для растворителя и непроницаемости для растворенного вещества идет явление осмоса, т.е. растворитель идет из области более низкой его концентрации в область более высокой концентрации.

При пассивном переносе проникновение веществ через мембрану регулируется избирательной проницаемостью мембраны. Одно из свойств мембраны заключается не только в преграждении пути некоторым веществам, но и в способности пропускать их с различной скоростью. Следует учитывать при этом, что молекулы растворенных веществ диссоциированы на ионы с определенным знаком. Возникает определенный градиент потенциалов между наружной и внутренней поверхностями мембраны в силу того обстоятельства, что мембраны обладают способностью сохранять известную разность потенциалов между наружной и внутренней поверхностями. Градиент потенциалов является определяющим при пассивном переносе через клеточную мембрану и, наконец, вещества могут попадать в цитоплазму при пассивном переносе через мембрану в случае, если происходит втягивание веществ с растворителем. Таким образом, существуют три силы, участвующие в пассивном переносе: 1) градиент концентраций, 2) градиент потенциала, 3) эффект втягивания. Мембрана может действовать и активно, что связано со случаем движения, направленного противоположно направлению сил, вызывающих пассивный перенос, и тогда процесс идет за

счет энергии, высвобождающейся при метаболизме. Принципиальная модель клеточной мембраны по Даниэлли (цитируется по Холтеру, 1966) выглядит следующим образом (рис. 2): мембрана образована двойным слоем липидных молекул, покрытых двумя белковыми слоями. Липидные молекулы лежат параллельно друг другу, но в плоскости, перпендикулярной к плоскости мембраны, причем незаряженные концы их обращены друг к другу, а заряженные направлены к поверхности мембраны. На заряженных концах адсорбированы слои белка, состоящие из белковых цепей, которые, образуя сплетения на наружной и внутренней поверхностях мембраны, создают эластичность и устойчивость к механическим напряжениям и низкое поверхностное натяжение. Общая толщина клеточной мембраны достигает примерно 80 Å[1] и в ней различаются две более темные полосы толщиной около 20 Å, возможно, соответствующие двум описанным выше белковым слоям, а разделяющая темные полосы более светлая полоса толщиной около 35 Å, возможно, соответствует липидному слою. Существуют определенные различия и в химической природе внутренней и наружной поверхностей мембраны, и у некоторых клеток развивается углеводосодержащая мукопротеидная оболочка, соответствующая псевдохитиновой фораминифер (Hedley, 1964). В свете указанного становятся понятными некоторые текстурные особенности стенок фораминифер и интерпретация пленок, развивающихся иногда в стенке фораминифер в качестве мембран (Hansen, 1970).

Несмотря на отсутствие возможности непосредственного наблюдения живой цитоплазмы ископаемых фораминифер, существуют, однако, косвенные свидетельства для суждений о ее свойствах. В частности, как нам кажется, с изложенных выше представлений возможно несколько по-иному, чем принято до сих пор, подойти к интерпретации некоторых процессов, осуществляющихся на клеточном уровне организации фораминифер, в частности, к интерпретации способа образования агглютинированной стенки.

Современными исследованиями выявлена неоднородность структуры мембраны. Установлено, что клеточные мембраны пропускают частицы, величина которых не превышает известных пределов, задерживая все более крупные частицы, что возможно только в случае наличия мембранных пор. Кроме того, очевидно, существуют различия и в химической характеристике разных участков мембраны.

Через мембрану идет активный перенос ионов. Уже около ста лет тому назад было открыто существование разности потенциалов между наружной и внутренней поверхностями мембраны. Эта разность потенциалов, как уже отмечалось, и оказывает влияние на перенос и распределение ионов. Некоторые исследователи предполагают существование особых молекул – переносчиков, которые вступают в соединение с ионами, находившимися на одной поверхности мембраны, причем, пройдя сквозь мембрану, они освобождают ионы уже на другой стороне ее. Таким образом, при переносе вещества через мембрану речь может идти только об ионах. Наличие белкового слоя за счет адсорбции белковых цепей на заряженных концах липидных молекул мембраны создает слизистый слой. Можно думать, что процесс образования агглютината мог идти только у форм, обладавших достаточной для его удержания вязкостью слоя белковой слизи[2]. Характер упаковки цепей белкового слоя у разных групп фораминифер не был, очевидно, одинаков, вследствие чего у раковин представителей отрядов Fusulinida и Ozawainellida агглютинат не мог удерживаться в белковой слизи ввиду недостаточной ее вязкости.

Помимо этого, о секреторных свойствах цитоплазмы вымерших фораминифер можно судить и по типам текстурных образований стенки раковин. Приведенное выше рассмотрение строения и функционирования клетки на молекулярном и клеточном уровнях организации заставляет с осторожностью отнестись к

---

[1] Å (ангстрем) = 1/10 000 000 мм.

[2] В силу ничтожной величины заряда липидных молекул представляется беспредметным обсуждение электростатической природы образования агглютината.

представлениям (Le Calvez, 1938) о дифференциации цитоплазмы на эндо- и эктоплазму, с признанием за последней функции формирования раковины.

Наличие барьеров, которые существуют в виде ограждающих клеточных и ядерных мембран, в виде константного для данной клетки градиента потенциала, служащего определяющим фактором при переносе веществ через мембрану, заставляет думать, что для преодоления пороговых состояний, столь часто допускаемых нами для объяснения характера адаптации у фораминифер, для объяснения реакции организма на среду, не учитывается специфика организации фораминифер на молекулярном и клеточном уровнях. И именно с позиций функционирования организма на рассматриваемых уровнях организации такие неконтролируемые адаптации вряд ли могли осуществляться.

Заключая этот раздел, отметим, что пространственную организацию на рассматриваемом молекулярном и клеточном уровнях характеризует внутренняя (Гаузе, 1940) асимметрия. Однако теоретически допустимы неустойчивые (во времени) состояния, при которых пространственная организация будет определяться внешней симметрией по типу бесконечной симметрии.

ОРГАНИЗМЕННЫЙ УРОВЕНЬ ОРГАНИЗАЦИИ

Закономерности формообразования, как и процесс объединения структур в интегративные системы и их функционирование, у фораминифер и у других организмов в значительной мере определены возможностями реализации признаков, заложенных в генетическом коде, мутагенезом и процессами адаптации (осуществляемых, однако, в пределах нормы реакции организма) и под генетическим контролем.

Процессы формообразования, развития фораминифер давно уже привлекают внимание исследователей. На начальном этапе развития микропалеонтологического метода они трактовались с позиций креационизма (Альсид д'Орбиньи, Дениз де Монфор, Вильямсон). Впоследствии, по мере проникновения эволюционных идей, материал по фораминиферам начинает осмысливаться с позиций эволюционизма, причем интерпретация морфогенеза идет то с позиций теории филэмбриогенезов А.Н. Северцова, то с позиций редукционистских представлений Румблера. Хотелось бы подчеркнуть, что большинство исследований, посвященных проблеме морфогенеза, проведено в плоскости классификации типов морфологических закономерностей эволюции, в плоскости теоретической интерпретации р е з у л ь т а т а процессов морфогенеза. Исключением являются очень немногочисленные работы; среди последних укажем на работы А.Г.Гурвича. Именно работы Гурвича по теории биологического поля (Гурвич, 1944) и предшествовавшие созданию теории работы по неоднозначности причинных связей между процессами морфогенеза на элементарном уровне были направлены на вскрытие собственно механизма наследования формы. Кстати, взаимодействие клеток по А.Г. Гурвичу объяснялось с позиций взаимодействия их полей. Только в самое последнее время в микропалеонтологии намечается вероятностный подход, однако еще и до сих пор с позиций жесткого детерминизма предпринимаются попытки раскрытия связей между изменениями фациально-экологических и тектонических обстановок и характером морфогенеза и ходом эволюционного процесса в целом, а при сравнении результатов не учитывается стохастический характер эволюционного процесса.

Обстоятельный разбор обширной литературы, посвященной процессам формообразования у фораминифер, обзор состояния проблемы был сделан Д.М. Раузер-Черноусовой и Е.А. Рейтлингер (1962). Основные выводы, к которым пришли авторы, сводились к следующему: 1) формообразование имеет адаптивный характер, но функциональное значение адаптаций не всегда ясно, и "Темпы, амплитуда и направление формообразования определяются абиотическими и биотическими факторами окружающей среды" (Раузер-Черноусова, Рейтлингер,

1962, стр. 26); 2) изменчивость, естественный отбор и изоляция являются основными факторами эволюции; 3) в истории развития фораминифер наблюдается периодичность и этапность, причем периодичность, выраженная ритмичной сменой различно адаптированных сообществ, подготавливает этапность, являющуюся итогом наложения последовательных адаптаций в течение крупных циклов истории Земли. Этапность, таким образом, отражает особенности развития, основные направления, темпы и амплитуду формообразования в историческом аспекте.

Следует подчеркнуть, что за время, прошедшее с момента написания цитируемой статьи, в микропалеонтологии усилился вероятностный подход, сопряженный с выявлением определенных статистических закономерностей, с выявлением закономерностей, скрытых случайной формой проявления. Также в истекшее время все более частыми стали попытки обращения к формализации признаков фораминифер как для переводе информации на перфокарты в целях ускорения первичной обработки материала, так и для подготовки алгоритмов к определению фораминифер на ЭВМ. Эти работы сопровождались унификацией терминологической основы и ревизией таксономического значения морфологических признаков фораминифер, пересмотром систем отдельных семейств и отрядов фораминифер и завершением работы по созданию терминологического справочника по строению стенки фораминифер (Раузер-Черноусова, Герке, 1971).

В последнее же время были осуществлены сводки с пересмотром системы фораминифер (Основы палеонтологии, 1959; Loeblich, Tappan, 1964, и др.). Среди критериев, которые лежат в основе выделения таксонов различного ранга у фораминифер, важнейшими являются особенности структурной и пространственной организации и текстура и структура стенок раковин. Одним из важнейших критериев, несомненно, является и способ размножения, что и послужило А.В. Фурсенко (1958) основанием для возведения фораминифер в ранг подкласса

Строению, биологии и экологии современных фораминифер посвящено значительное число исследований, сводка данных по фораминиферам содержится в известных монографиях В.А. Догеля (1951), Хофкера (Hofker, 1968), Е. Болтовского и Р. Райта (Boltovskoy, Wright, 1976) и других работах. Синтез данных по физиологии, строению фораминифер был осуществлен А.В. Фурсенко (1933; Основы палеонтологии, ч. 1. Простейшие, 1959) и Лёбликом и Тэппен (Loeblich et Tappan, 1964). Отметим лишь, что вопросы физиологии и анатомии, палеобиологической интерпретации особенностей раковин для Fusulinacea специально освещались в известной работе Г. Штаффа (Staff, 1910), в работах Д.М. Раузер-Черноусовой (1937), Калера (Kahler, 1942), Раузер-Черноусовой и др. (1951), М.Н. Соловьевой (1966), Т. Озавы (Ozawa, 1970, 1975), Ч. Росса (Ross, 1972). Специальному рассмотрению приспособительных устройств брэдиин была посвящена статья Н.П. Малаховой (1951).

Принято считать, что механизм образования раковин фораминифер привлек внимание и впервые получил (хотя и одностороннее) объяснение в исследованиях Л. Румблера (Rhumbler, 1909). При этом упускается, что еще задолго до работ Румблера, в 1878 г. В.И. Мёллер, критикуя систему фораминифер, предложенную Карпентером, как целиком опирающуюся на "гистологические и физические признаки", и выступая в защиту "морфологической" классификации Альсида д'Орбиньи и Макса Шульце, приходит к выводу, что раковина фораминифер развивается по строго определенным законам.

В цитируемой работе (Мёллер, 1878) впервые была сделана попытка обращения к выявлению механизма образования раковин фораминифер. Мёллером были установлены типы спиралей у фораминифер, определены показатели завивания спирали и показало, на примере изменения его у одной и той же особи, на неравномерность процесса развития особи. В диагностику ископаемых фораминифер Мёллер вводит также, и это заслуживает быть отмеченным особо, критерий симметричного или асимметричного навивания (Мёллер, 1878, 1880), т.е. вводит в диагностику, обращаясь к категории современных понятий, элемент определения пространственной организации раковин фораминифер.

Мёллер также делает попытку реконструирования хода развития раковины. Им было высказано справедливое предположение, что развитие раковины начинается с увеличения объема протоплазмы, изливающейся при достижении некоего критического объема по поверхности предыдущей камеры, и затем окружающей себя твердой оболочкой. После первого оборота, составленного указанным способом, образуются все последующие. Образование септ при этом связывалось с периодическими остановками роста. Характер навивания спирально-свернутых раковин был при этом определен как циклоцентрическая конхоспираль, выраженная уравнением, примененным ранее Науманном при исследовании способа завивания головоногих слизняков, а именно:

$$r = a + \frac{\alpha}{p-1}\left(p^{\frac{v}{2n}} - 1\right),$$

где r - радиус спирали, a - радиус начальной камеры, α - конечная высота первого оборота спирали, p - показатель завивания, v - поворотный угол радиус-вектора. В связи с тем, что угол $v = m \cdot 2n$, при m, обозначающем число спиральных оборотов, уравнение приобретает вид:

$$r = a + \frac{\alpha}{p-1}(p^m - 1).$$

Случай, при котором p = 0, обеспечивает переход циклоцентрической спирали в логарифмическую.

Отметим, что С. Акаги (Akagi, 1958) на экземплярах *Pseudoschwagerina miharanoensis*, рассматривая соотношение формы раковины и роста спирали, фактически подтвердил вывод В.И. Мёллера о том, что характер роста у фузулинид правильный, довольно простой и почти идентичен с логарифмической спиралью. Общее уравнение поверхности свернутых раковин было выведено сравнительно недавно (Джалилов, Сапов, Усманов, 1976). В самое последнее время Ч. Росс (Ross, 1972) при палеобиологическом анализе морфологии раковин *Schwagerina silverensis*, *Eoparafusulina yukonensis* и *Pseudoschwagerina robusta* интепретировал неравномерность развития раковины, неравноценность объемов камер с позиций сезонных изменений.

Способ образования раковин фораминифер пояснялся В.И. Мёллером (1878) и на примере рода *Cribrostomum*. В его рассуждениях по поводу закладки септ у представителей рода *Cribrostomum* важно оттенить то обстоятельство, что в них впервые было указано на постоянство величины углов последовательных камер, причем особо отмечалось их постоянство по стадиям роста, а изменения связывались с наличием камер, как называл Мёллер, "первичного, вторичного, третичного и т.д. роста" (Мёллер, 1880, стр. 60).

Практически после работ Мёллера (1878, 1880) обращение к реконструкции механизма образования раковины фораминифер произошло в начале 1900-х годов в исследованиях Л. Румблера (Rhumbler, 1909). Однако эти реконструкции были осуществлены им с позиций крайнего редукционизма. Основные факторы формообразования сводились им к действию сил поверхностного натяжения, зависящих от неоднородности протоплазмы, характера поверхности, по которой она растекается, и осмотического давления среды обитания. Геометрическое подобие камер фораминифер выводилось им из равенства краевых углов, происходящего вследствие равенства физических параметров в самой протоплазме и тождества поверхности, по которой шло истечение протоплазмы.

Более сложно представлялся Румблером процесс образования однокамерных агглютинированных фораминифер, связанный с процессом постепенного нарастания дистального конца раковины за счет выноса и агглютинирования все нового материала вследствие роста протоплазмы. Румблер считал, что наиболее примитивны среди фораминифер формы с монаксонными или даже гомаксонными равноосными агглютинированными раковинами.

Особо исследовались Румблером закономерности возрастания размеров камер, причем на примере рода *Pyrgo* он определяет возрастание их на величину, близкую к кубическому корню из двух, и отмечает, что увеличение размеров идет в геометрической прогрессии с показателем, равным 1,28. Позже, уже в 30-х годах, Хофкером (Hofker, 1930) определен знаменатель прогрессии равным 1,12-1,18 на примере возрастания размеров камер у различных генераций вида *Spiroplectammina sagittula*. Однако аналогичная картина роста раковины (на примере фузулинид) была установлена В.И. Мёллером (1878), но он дал динамику изменения показателя прогрессии (в его случае - показатель завивания) у одной и той же особи, указав на процесс замедления и ускорения возрастания камер.

Возвращаясь к представлениям Румблера относительно механизма образования раковин фораминифер, отметим вслед за А.В.Фурсенко (1933), что Румблер не пошел дальше констатации относительно простых закономерностей, совершенно исключая при этом влияние таких факторов, как наследственность, половой диморфизм и многое другое.

Еще менее, чем процессы морфогенеза, исследовано применительно к фораминиферам функциональное значение структур и очень редко ставился вопрос о корреляции структур (Соловьева, 1966, 1977). Исследование корреляции структур и их функционирования дает возможность ввести понятие интегративных систем фораминифер. Обсуждение вопросов функционирования и развития интегративных систем фораминифер тем более необходимо, что до самого последнего времени существует тенденция исследования биосерий, исследования какого-либо признака вне связи его с остальными, вне определения его функционального значения.

Мы предлагаем отказ от практикуемого сейчас приема подмены понятия "структура" термином "признак". Структура может иметь те или иные признаки (отбираемые исследователем по принципу произвольной выборки), однако они не адекватны понятию "структура".

КОРРЕЛЯТИВНЫЕ СВЯЗИ СТРУКТУР

Фораминиферы - одна из древнейших групп организмов, существование которой насчитывает около 500 млн. лет. Анализ изменения структурной и пространственной организации в пределах различных отрядов фораминифер во времени дает возможность устанавливать наличие двух типов эволюционного развития, первый из которых (сем. Astrorhizida и некоторые другие) - это биохимическая эволюция при морфологическом консерватизме, и второй тип - это морфологическая эволюция. Что касается способа пространственной организации, то отметим, что в процессе эволюции в пределах одного отряда или надсемейства имеется определенная стабильность в способе пространственной организации, однако у многих филумов в концах ветвей (Ozawainellida, Schubertellinacea, Schwagerinacea) фиксируется утрата осей симметрии, приводящая к асимметризации[1] форм. Все фораминиферы трехмерны. У большинства отмечается хиральность, нерацемичность. У всех фораминифер на организменном уровне отмечается различие в симметрии внутренней и внешней.

Излагаемые нами в статье выводы по характеру интегративных систем и их функционированию на организменном уровне у фораминифер рассмотрены на основании выявления корреляций по 92 признакам структурной и пространственной организации у представителей отрядов Ozawainellida и Fusulinida. Имеется определенная связь между группами структур и их корреляций, и именно изменение характера корреляций является пусковым механизмом перестройки структурных и морфологических конструкций раковины.

---

[1] Под асимметрией понимается (Касинов, 1973): 1) отсутствие в геометрической фигуре каких-либо элементов симметрии; 2) признак особи, геометрическое представление которого лишено элементов симметрии.

реляций (см. рис. 4), укажем корреляции по признаку 77 (постоянные осевые заполнения), где $n=0$, устанавливаются с 39–53, 59–61, 64, 65, 67, 70–75, 78–82, 84, 85, 88–91. В качестве примера положительных корреляций, при которых $n \leqslant 1$, можно указать на корреляции признака 19 (асимметрия) с 5, 6, 10, 13, 14, 22, 23, 25, 27, 28, 30, 37, 40, 41, 45, 48, 49, 51, 52, 53, 55, 58, 62, 64, 66, 68, 70, 74, 85, 87, 90. В качестве примера стабильных, индифферентных корреляций можно указать на корреляцию признака 21 (практически со всеми 1–92 признаками) или на корреляцию признака 11 (практически со всеми 1–92 признаками, за исключением 12-го).

Интерпретируя указанные корреляции, можно отметить, что с повышением объема камер и высот оборотов связано усиление утяжеляющих устройств (дополнительные отложения типа хомат и псевдохомат). В то же время изменения в объемах камер, вслед за Россом (Ross, 1972) трактуемые как остановки в росте цитоплазмы, связанные с сезонной периодичностью, не оказывают влияние на характер дополнительных отложений, т.е. замедление роста цитоплазмы не сказывается на ее секреторных свойствах, регулирующих монтаж дополнительных отложений определенной, генетически обусловленной мощности, как и типа стенки. Для Ozawainellida существует отрицательная корреляция между такими признаками, как складчатость септ и увеличение общих размеров раковины. Функцию утяжеления конструкции у Ozawainellida (надсемейство Ozawainellacea) несут дополнительные отложения. Для Fusulinida (опуская здесь нумерическое выражение корреляций) отмечается тесная зависимость между характером септ и развитием дополнительных отложений, компактностью и высотой оборотов спирали. Так, у форм низкооборотных утяжеление достигается за счет увеличения числа оборотов, либо за счет развития мощных дополнительных отложений. Существует отрицательная корреляция между такими структурами, как осевые заполнения и массивные хоматы, между массивными хоматами и утяжеляющими устройствами за счет увеличения площади септ (складчатые септы), между характером устья и развитием дополнительных апертур и септул. Существует корреляция между текстурными и структурными особенностями стенок раковин. Так, наилучшая амортизация достигается при многослойной неперфорированной стенке у представителей родов *Profusulinella* и *Aljutovella*. Примеры таких стенок описаны нами ранее (Соловьева, 1955), или в случае стенки "аркоподобного" типа (рис. 5) (Раузер-Черноусова, 1937).

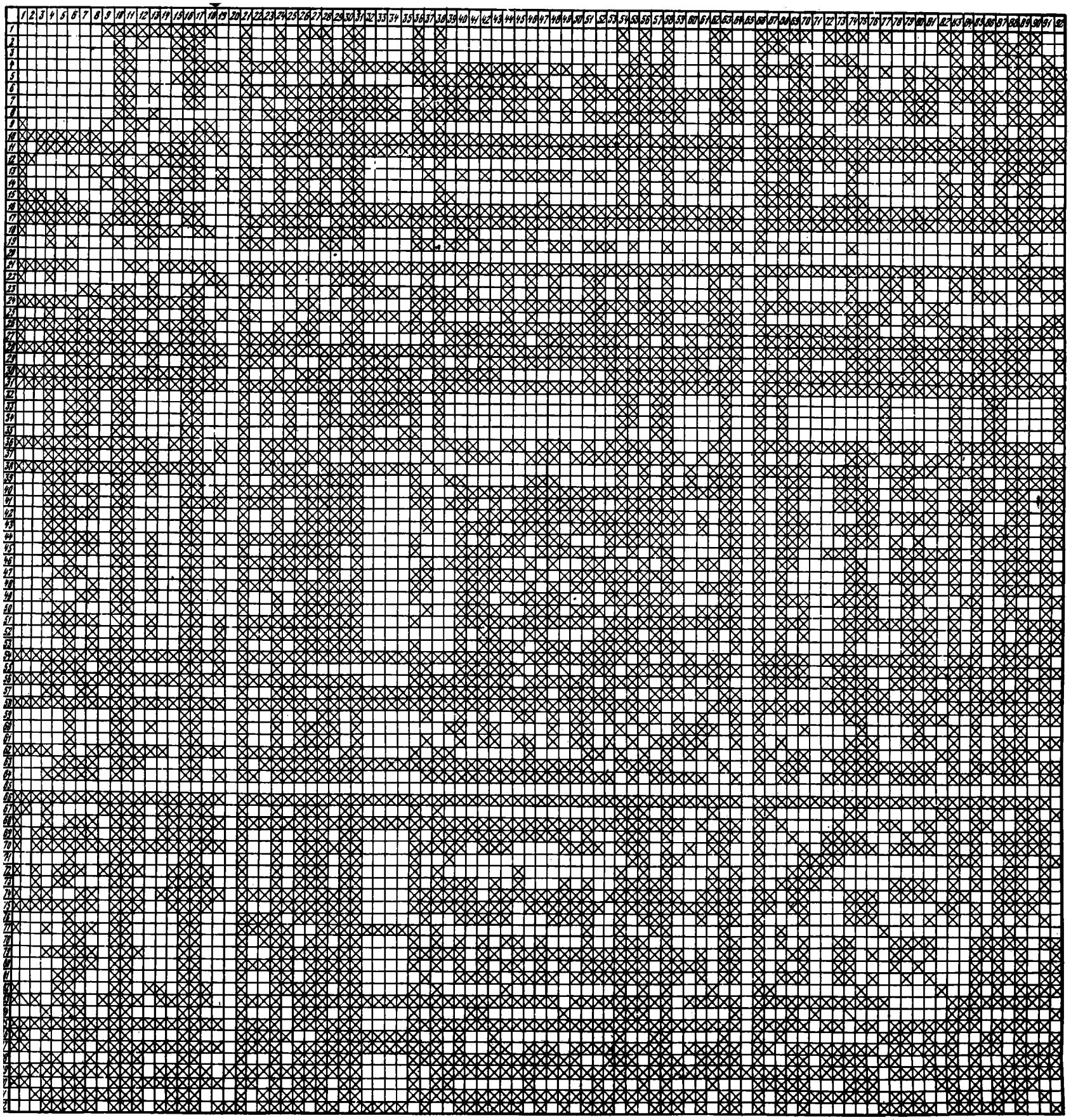
На примере Ozawainellida и Fusulinida можно заключить, что о перестройках в функционировании интегративных систем мы узнаем прежде всего по изменению характера корреляций. Так, переход к планктонному образу жизни фиксируется почти одновременно у ряда родов (*Triticites, Schubertella*) рассогласованием корреляций между формой раковины и утяжеляющими устройствами.

У многих представителей Fusulinida фиксируется процесс асимметризации в конечных этапах развития филумов (роды *Dunbarula, Paradoxiella, Nipponitella*), а у Ozawainellida – род *Rauserella*. У таких асимметризированных происходит сдвиг корреляций по всем структурам.

В ряде случаев происходящее рассогласование в функционировании интегративных систем фораминифер в первую очередь сказывается на репродукционной способности. Так, гибель всех "высших" фузулинид в конечном счете и была, по нашему мнению, предопределена именно резким рассогласованием интегративных систем, приведших к уменьшению численности популяций вследствие резкого падения репродуктивной способности (как правило, "молоди" в отложениях поздней перми мы почти никогда не фиксируем в шлифах).

Приведенное выше изменение корреляций и связи корреляций по определенным группам структур дало возможность наметить следующие, называемые нами интегративными, системы: гравитационную, коммуникативную и генеративную.

1) Гравитационная система, т.е. система, обеспечивающая обитание на уровне заданного биотопа, система, обеспечивающая норму утяжеляющих устройств. В эту систему входят хоматы, складчатые септы, осевые заполнения. Существует отрицательная корреляция между такими структурами, как осевые запол-



а б

Р и с. 4. Схема корреляции элементов структур Ozawainellida и Fusulinida

Форма раковины:
1 – чечевицеобразная
2 – наутилоидная
3 – субквадратная
4 – субсферическая
5 – ромбоидная
6 – веретеновидная
7 – овоидная, вздуто-эллипсовидная
8 – субцилиндрическая
9 – килеватая
10 – без киля

Способ навивания:
11 – инволютный
12 – эволютный
13 – с развертыванием
14 – с выпрямлением

Тип симметрии:
15 – симметрия внутренняя
16 – симметрия внешняя
17 – дисимметрия внутренняя
18 – дисимметрия внешняя
19 – асимметрия
20 – зеркальная

Характер навивания:
21 – плоскоспиральный
22 – спирально-конический
23 – высокий индекс компактности (ИК)
24 – низкий ИК
25 – многооборотный
26 – малооборотный

Характер септ:
27 – септальные швы углубленные
28 – септальные швы плоские
29 – септы многочисленные
30 – септы немногочисленные
31 – септы радиальные
32 – септулы аксиальные
33 – септулы спиральные
34 – септулы многочисленные
35 – септулы немногочисленные
36 – септы короткие
37 – септы длинные
38 – септы прямые
39 – септы волнистые
40 – септы складчатые
41 – складчатость локальная
42 – складчатость по всей длине
43 – арки высокие
44 – арки низкие
45 – складки глубокие
46 – складки плоские
47 – арки правильные
48 – арки неправильные
49 – арки широкие
50 – арки узкие
51 – арки автономные
52 – арки резорбированные (куникули)
53 – арки с межарочными связями (френотека)
54 – септы тонкие
55 – септы толстые

Характер стенки:
56 – тонкая
57 – толстая
58 – ровная
59 – морщинистая
60 – волнистая
61 – волнисто-морщинистая
62 – неперфорированная
63 – пористая
64 – альвеолярная
65 – агглютинированная
66 – секреционная
67 – однослойная
68 – двухслойная
69 – трехслойная
70 – четырехслойная
71 – пятислойная и многослойная

Дополнительные отложения:
72 – хоматы сильные
73 – хоматы умеренные
74 – хоматы слабые
75 – псевдохоматы
76 – "смешанный" тип
77 – парахоматы
78 – осевые заполнения постоянные
79 – осевые заполнения прерывистые
80 – осевые заполнения широкие
81 – осевые заполнения узкие
82 – осевые заполнения экранного типа
83 – осевые заполнения отсутствуют

Устье:
84 – устье широкое
85 – устье единичное
86 – устья множественные
87 – устье узкое
88 – устье умеренной ширины
89 – периодичность изменений объемов камер

Размеры:
90 – мелкие
91 – средние
92 – крупные

Класс корреляций: а – корреляция $n=0$, б – корреляция $n<1$

Зак. 934.

нения и складчатые септы, т.е. существует обратная зависимость между этими структурами. В момент же рассогласования корреляций происходит инверсия корреляций. Так, конструктивные особенности раковин родов *Eofusulina*, *Fusulina* (некоторые), *Pseudofusulina* (некоторые), где интенсивная складчатость септ фиксируется параллельно с развитием мощных осевых заполнений (хотя по этим структурам в норме существует отрицательная корреляция), могут быть интерпретированы именно как моменты рассогласования корреляций, что ведет в подавляющем большинстве к быстрому вымиранию организмов либо к перестройке всей системы корреляций. С этих позиций можно интерпретировать облегченные, также складчатые септы, вероятно, несущие функцию укрепления у родов *Quasifusulinoides*, *Quasifusulina* и *Chusenella*. Гравитация у этих и подобных им организмов обеспечена в первую очередь осевыми

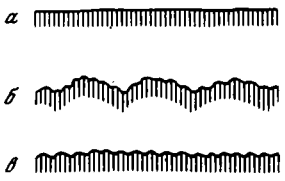


Рис. 5. Различные типы структуры теки (Раузер-Черноусова, 1937)

а – тека гладкая
б – тека морщинисто-волнистая
в – тека морщинистая

отложениями. Другое направление, также обеспечивающее обитание на уровне заданного биотопа, в пределах рассматриваемой гравитационной интегративной системы, связано с поддержанием веса за счет развития мощных хомат, септул, парахомат и увеличения веса стенки за счет усиления ее мощности и увеличения числа оборотов. В качестве примера сошлемся на многооборотных Neoschwagerinacea.

2) Коммуникативная система обеспечивает нормальный обмен между частями организма и несет охранительную и жизнеобеспечивающую функцию. В эту систему входят такие важные структуры, как сама раковина с текстурными и структурными особенностями стенки. Сюда же должны быть отнесены и структуры, обеспечивающие достаточную степень надежности конструкции, как-то: арочные формы тонких септ и морщинистость и волнистость поверхностей раковин. Несомненную коррелятивную связь с характером складчатости и ее типом имеют межарочные коммуникативные связи типа куникул и межарочные "укрепляющие" френотеки.

Можно думать, что структурные особенности раковин фораминифер, выразившиеся в приобретении перфорации (поры, кериотека), были реакцией на общее увеличение размеров фораминифер в ходе эволюции. Вполне возможно, что именно вследствие необеспеченности больших по размерам, но уязвимых в смысле коммуникаций со средой фузулинелл и произошла их элиминация на рубеже позднего карбона. И именно рассогласование корреляций между размерами тела и характером устья и структуры стенки раковины дало толчок к перестройке системы в сторону усиления коммуникативности (поры, кериотека). Интересно, что у Neoschwagerinacea имеет место другой процесс – редукции кериотеки и возврат к простой пористой стенке вследствие того, что функцию коммуникативности взяли на себя дополнительные множественные устья. В этом случае из характера корреляций можно сделать вывод о том, что парахоматы у Neoschwagerinacea несут дополнительную функцию утяжеляющих устройств, некоторым образом "гася" ненужную облегченность раковины. Рассогласование корреляций в рассматриваемом типе систем выражается в утрате периодичности роста цитоплазмы, что и ведет к асимметризации, имеющей следствием утрату нормальной коммуникабельности с источниками энергообеспечения (отсутствие устья и перфорации стенки). Именно это обстоятельство и приводит к повышенной летальности и к вымиранию (роды *Paradoxiella*, *Nipponitella*). Иногда рассогласование корреляций связано с отсутствием достаточного для поддержания энергетического баланса поступления питания вследствие отсутствия перфорации стенки и вследствие затрудненного общения цитоплазмы с вне-

ней средой, вследствие искривления устьевого канала и его малого сечения (*Wedekindellina excentrica, Neostafella sphaeroidea, Neostaffella paradoxa*). Рассогласования корреляций ведут (*Wedekindellina barbarouxi, W. sossipatrovae*) к локализации гравитационных устройств типа осевых заполнений во внутренних, начальных оборотах раковин представителей этих видов и в конечном счете к утрате этих устройств в филогенезе, на что могут указывать конструктивные особенности.

3) Генеративная система состоит в целом из структур (устья, хоматы и гомологичные им структуры, выводные камеры), обеспечивающих жизнеобеспечение и формирование эмбрионов до момента перехода их к автономному образу жизни. Рассогласование корреляций ведет к затрудненности вывода эмбрионов из раковины, т.е. к сокращению выживаемости потомства или к нарушению репродуктивного цикла в сторону его замедления (Neoschwagerinacea).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный под углом зрения функционирования интегративных систем фораминифер материал, касающийся молекулярного, клеточного и организменного уровней организации, показывает (для организменного уровня) наличие коррелятивных связей между различными структурами фораминифер. Рассмотрение хода морфогенетических, структурных перестроек показывает, что пусковым механизмом является нарушение характера корреляций, связанное с изменением функционирования интегративных систем, обеспечивающих нормальное функционирование организма. Изменение функций структур ведет к перестройке плана конструкции раковин.

Рассмотренный материал по характеру интегративных систем и их функционирования дает возможность высказаться в пользу принципа полифункциональности (мультифункциональности по А.Н. Северцову) структур. Например, функцией парахомат является не только ограждение устьевых (выводных) каналов, но и утяжеление раковины, облегченной за счет образования множественных устьев. Представляется, что палеобиологическая интерпретация ископаемых фораминифер позволит подойти к вскрытию причинных связей в формировании сообществ, что, думается, даст возможность подойти к той степени детализации, которую должен обеспечить в наше время микропалеонтологический метод.

ЛИТЕРАТУРА

Аверинцев С.В. 1909. О положении в системе и классификации Protozoa. – Дневник XII съезда русских естествоиспытателей и врачей.

Беклемишев В.Н. 1964. Основы сравнительной анатомии беспозвоночных. М., "Наука".

Браше Ж. 1966. Живая клетка. – В кн.: Живая клетка. М., "Мир".

Гаузе Г.Ф. 1940. Асимметрия протоплазмы. М.-Л., Изд-во АН СССР.

Гурвич А.Г. 1944. Теория биологического поля. М., "Сов. наука".

Джалилов М.Р., Сапов О.П., Усманов З.Д. 1976. Закономерности развития спиральной формы раковины. – Докл. АН Тадж. ССР, т. XIX, № 2.

Догель В.А. 1951. Общая протистология. М., "Сов. наука".

Касинов В.Б. 1973. Биологическая изомерия. Л., "Наука".

Кондаков Н.И. 1975. Логический словарь-справочник. М., "Наука".

Малахова Н.П. 1961. Морфо-функциональный анализ внутреннего строения брэдиин. – Палеонтол. журн., № 3.

Мёллер В.И. 1878. Спиральносвернутые фораминиферы каменноугольного известняка России. – Материалы геологии России, VIII.

Мёллер В.И. 1880. Фораминиферы каменноугольного известняка России. – Материалы геологии России, XI.

Основы палеонтологии. 1959. Простейшие. М., Изд-во АН СССР.

Раузер-Черноусова Д.М. 1937. *Rugosofusulina* – новый род фузулинид. – Этюды по микропалеонтологии, т. I, вып. 1. Изд. палеонтол. лаборатории МГУ.

Раузер-Черноусова Д.М., Киреева Г.Д., Леонтович Г.Е., Грызлова Н.Д., Сафонова Т.П., Чернова Е.И. 1951. Среднекамен-

ноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. М., Изд-во АН СССР.
Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. 1962. О формообразовании у фораминифер. – Вопр. микропалеонтол., вып. 6.
Раузер-Черноусова Д.М., Герке А.А. 1971. Терминологический справочник по стенкам раковин фораминифер. М., "Наука".
Соловьева М.Н. 1955. К вопросу о строении стенки фузулинид и систематическом значении этого признака. – Докл. АН СССР, т. 101, № 1.
Соловьева М.Н. 1966. Темпы и стадии эволюционного развития фораминифер и их соотношение с развитием Земли. – Вопр. микропалеонтол., вып. 10.
Соловьева М.Н. 1977. Зональная стратиграфия среднекаменноугольных отложений СССР по фауне фузулинацей. – Вопр. микропалеонтол., вып. 19.
Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В. 1969. Краткий очерк теории эволюции. М., "Наука".
Фурсенко А.В. 1933. Общие сведения о фораминиферах и их значение для нефтяной геологии. – В кн.: *Д.Кешмэн.* Фораминиферы. ОНТИ НКТП СССР. Л.-М., Гос. научно-технич. горно-геолого-нефтяное изд-во.
Фурсенко А.В. 1958. Основные этапы развития фораминифер в геологическом прошлом. – Труды ИГН АН БССР, вып. 1.
Холтер Г. 1966. Каким образом различные вещества попадают в клетку. – В кн.: Живая клетка. М., "Мир".
Akagi S. 1958. Pseudoschwagerina miharanoensis, a new Permian fusulunid and its growth and form. – Sci. Repts Tokyo Kyoiku Daigaku, Sect. C. Geol. Min. Geogr., v. 6, N 54.
Boltovskoy E., Wright R. 1976. Recent foraminifera. The Haque (Pays-Bas). Junk Publ.
Hansen H.J. 1970. Electron-microscopical studies on the ultrastructures of some perforate calcitic radiate and granulate foraminifera. – Kongel. Dan. Vid. Selsk. Biol. Skr., 17, 2.
Hedley R.H. 1964. The biology of Foraminifera. – Intern. Rev. Gen. and Exptl Geol., v. 1.
Hofker J. 1930. Notizen über Foraminiferen des Golfes von Neapel. – Publ. Staz. Geol. Napoli, v. 10.
Hofker J. 1968. Studies of foraminifera. Pt I. General problems. Publ. Natuurhist. Gen. Limburg, Recks XVIII, Afl. 1, 2.
Kahler F. 1942. Beitrage zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Lebensraum und Lebensweise der Fusuliniden. – Palaeontographica, Bd XCIV, Abt. A.
Le Calvez J. 1938. Recherches sur les foraminifères: Développement et reproductuon. – Arch. zool. exp. et gen., v. 80.
Loeblich A., Tappan H. 1964. Treatise on invertebrate paleontology. Univ. Kansas Press, Geol. Soc. America.
Ozawa T. 1970. Notes on the phylogeny and classification of the superfamily Verbeekinoidea (Studies of the Permian Verbeekinoidean Foraminifera – I). – Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol., v. XX, N 1.
Ozawa T. 1975. Evolution of Lepidolina multiseptata (Permian Foraminifer) in East Asia. – Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol., v. XXIII, N 2.
Raabe L. 1966. O koncepcjach somatyzacji i cellularyzacji pierwotniakow. – Kosmos, A 15, N 2.
Rhumbler L. 1909 (1911–1913). Die Foraminiferen (Thalamophoren) der Plankton – Expedition. Zugleich Entwurflimes natürlich Systems die Foraminiferen auf Grund selektionischer und mechanisch-physiologischer Faktoren. Teil 1, 2. – Ergebn. Planktonexpedition Humbold – Stiftung, Bd 3.
Ross Ch. 1972. Paleobiological analysis of Fusulinacean (Foraminiferida) shell morphology. – J. Paleontol., v. 46, N 5.
Staff H. 1910. Die Anatomie und Physiologie der Fusulinen. – Zoologica, Bd 22.

Integration Systems of Foraminifera

M.N.Solovjova

The paper deals with the molecular, cellular and organism levels of organization in the light of concepts on the organization level of the living matter. The specific character of foraminifers consists in coincidence of cellular and organism levels. The paradox of "protozoans" foraminifers belonging to them, lies in their extreme complexity. Under "intergration system of foraminifers" is meant a relation between some or other structures peculiar to foraminifers and combination of the system structures differing in quality and functions and providing the co-ordination of functions and structures.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Выпуск 21 Вопросы микропалеонтологии 1978 г.

Ответственный редактор В.В. Меннер

Т. Н. ИСАКОВА

Геологический институт Академии наук СССР

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ НЕКОТОРЫХ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА *QUASIFUSULINA* CHEN, 1934

Квазифузулины широко распространены в отложениях верхнего карбона, достигая наибольшего разнообразия в верхней части гжельского яруса и в ассельском. Первое появление квазифузулин фиксируется в отложениях касимовского яруса, а последние представители рода известны из отложений сакмарского яруса нижней перми. Таким образом, стратиграфический интервал распространения квазифузулин включает верхний карбон и нижнюю часть нижней перми. Следует отметить, что в нашем понимании нижняя пермь начинается сакмарским ярусом, поскольку автор присоединяется к мнению Д.М. Раузер-Черноусовой и других об отнесении ассельского яруса к каменноугольной системе. По официально принятой в СССР стратиграфической схеме (Решения..., 1965) ассельский ярус относится к пермской системе, а граница между гжельским и ассельским ярусами является одновременно границей карбона и перми. Тем не менее вопрос о положении границы между указанными системами остается дискуссионным, что объясняется, наряду с другими причинами, отсутствием четкой фаунистической характеристики пограничных отложений. В связи с этой проблемой нами были изучены квазифузулины из отложений гжельского и ассельского ярусов, а именно из зоны Daixina sokensis и зоны Schwagerina vulgaris, Sch. fusiformis центральной части Русской платформы (Окско-Цнинское поднятие), юго-востока платформы (Волгоградская область), Тимана, западного склона Урала (Пермская область) и уточнено стратиграфическое значение некоторых видов этого рода.

Предметом наших исследований явились коллекции Г.П. Золотухиной и О.Б. Кетат (Волгоградская область), М.В. Коноваловой (Южный Тиман), Ю.А. Ехлакова (Пермская область), а также собственные сборы. Всем лицам, передавшим для обработки свои материалы и шлифы, автор выражает глубокую благодарность.

Как известно, в пределах Окско-Цнинского поднятия С.Н. Никитиным указывалась граница гжельского яруса и швагеринового горизонта, т.е. в этом районе находится стратотип границы гжельского и ассельского ярусов, поскольку ассельский ярус сопоставляется со швагериновым горизонтом. В связи с этим отложения указанных двух ярусов Окско-Цнинского поднятия представляют значительный интерес. Отсюда определены квазифузулины как из отложений зоны Daixina sokensis (выходы отложений этого возраста изучались в карьерах, расположенных у пос. Мелехово Ковровского района), так и из отложений нижней зоны ассельского яруса, прослеживающихся в естественных обнажениях по правобережью р. Клязьмы. В зоне Daixina sokensis встречены *Quasifusulina eleganta* Schlyk., *Q. compacta* (Lee), *O. longissima* (Moell.), а из отложений

нижней зоны определены *Q. pseudoelongata* A.M.-Macl. и *Q. cayeuxi* (Depr.), наиболее часто встречающимися являются *Q. longissima* (Moell.) в зоне Daixina sokensis и *Q. cayeuxi* (Depr.) в нижней зоне ассельского яруса.

Пограничные отложения гжельского и ассельского ярусов юго-востока Русской платформы интересны для изучения, так как именно на территории Волгоградской области выделяется тип разреза, переходный от платформенного к Донбасскому, в котором присутствуют отложения указанных ярусов. Итак, юго-восток Русской платформы охарактеризован материалом Волгоградской области (95 ориентированных шлифов из 6 скважин). Наиболее интересны данны по скважине "Литвиновская 3032", где прослеживается непрерывный разрез гжельского и ассельского ярусов. Распределение квазифузулин по глубинам следующее:

Гжельский ярус, зона Daixina sokensis
Глубина 896,4–899,4. Многочисленные *Q. eleganta*
Глубина 881,9–884,0. То же
Ассельский ярус, зона Schwagerina vulgaris, *Sch. fusiformis*
Глубина 794,5–801,4. *Q. cayeuxi*
Глубина 752,8–758,4. *Q.* ex gr. *longissima*
Глубина 709,6–712,7. Многочисленные *Q. cayeuxi*
Глубина 708,1–709,6. Один экземпляр *Q. phaseolus*
Ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri, *Pseudofusuliha fecunda*
Глубина 707,4–708,1. *Q.* aff. *cayeuxi*

По остальным скважинам видовой состав квазифузулин сходный. Добавляется из зоны Daixina sokensis вид *Q. longissima* (Moell.), определенный по одному-двум экземплярам в большинстве скважин, и виды *Q. pseudoelongata* A.M.-Macl и *Q. kaspiensis* Scherb. из нижней зоны ассельского яруса в одной скважине.

Таким образом, характерным для зоны Daixina sokensis этого района явился вид *Q. eleganta* Schlyk., встреченный во всех скважинах, причем в большом числе экземпляров. Вид *Q. longissima* (Moell.) также широко распространен в отложениях этого возраста, но по численности уступает первому. Для нижней зоны ассельского яруса характерен вид *Q. cayeuxi* (Depr.), обычен *Q. kaspiensis* Scherb. и значительно реже встречаются *Q. pseudoelongata* A.M.-Macl. и *Q. phaseolus* (Lee).

В южной части Тимана квазифузулины встречены в нижней зоне ассельского яруса (90 шлифов из 10 скважин), а именно в самой нижней ее части, в слоях с *Daixina robusta*, согласно местной биостратиграфической схеме (Коновалова, 1975), а также в верхней части той же зоны. В слоях с *Daixina robusta* встречены *Q. pseudoelongata* A.M.-Makl., *Q. longissima* (Moell.), *Q. phaseolus* (Lee), причем наиболее частым видом является *Q. pseudoelongata* A.M.-Macl, а *Q. longissima* (Moell.) и *Q. phaseolus* (Lee) более редки и встречаются совместно при численном преобладании последнего. Из верхней части нижней зоны ассельского яруса определены *Q. cayeuxi* (Depr.), *Q. kaspiensis* Scherb. и *Q. phaseolus* (Lee); доминирующее значение принадлежит представителям вида *Q. cayeuxi* (Depr.), которые встречаются во всех скважинах. *Q. kaspiensis* Scherb. наблюдается гораздо реже, совместно с вышеуказанным видом. *Q. phaseolus* (Lee) обнаружена в единичных экземплярах.

Квазифузулины нижней зоны ассельского яруса южной части Тимана обнаруживают некоторые особенности, носящие, по-видимому, местный характер. Так, для подавляющего большинства характерна массивность строения. В значительной степени эта особенность выражена у представителей *Q. cayeuxi* (Depr.); большинство экземпляров этого вида имеет сходство с экземпляром, изображенным С.Ф. Щербович (1969, табл. I, фиг. 2), и отличается от типичного более толстыми и более длинными осевыми заполнениями (табл. I, фиг. 1). Другая особенность, характерная только для *Q. cayeuxi* (Depr.) и *Q. kaspiensis* Scherb. и выраженная в волнистости стенки, наблюдается у подавляющего большинства экземпляров (табл. I, фиг. 1–3).

Таблица

Распределение по районам встреченных в пограничных отложениях зоны Daixina sokensis и зоны Schwagerina vulgaris, Sch. fusiformis видов квазифузулин

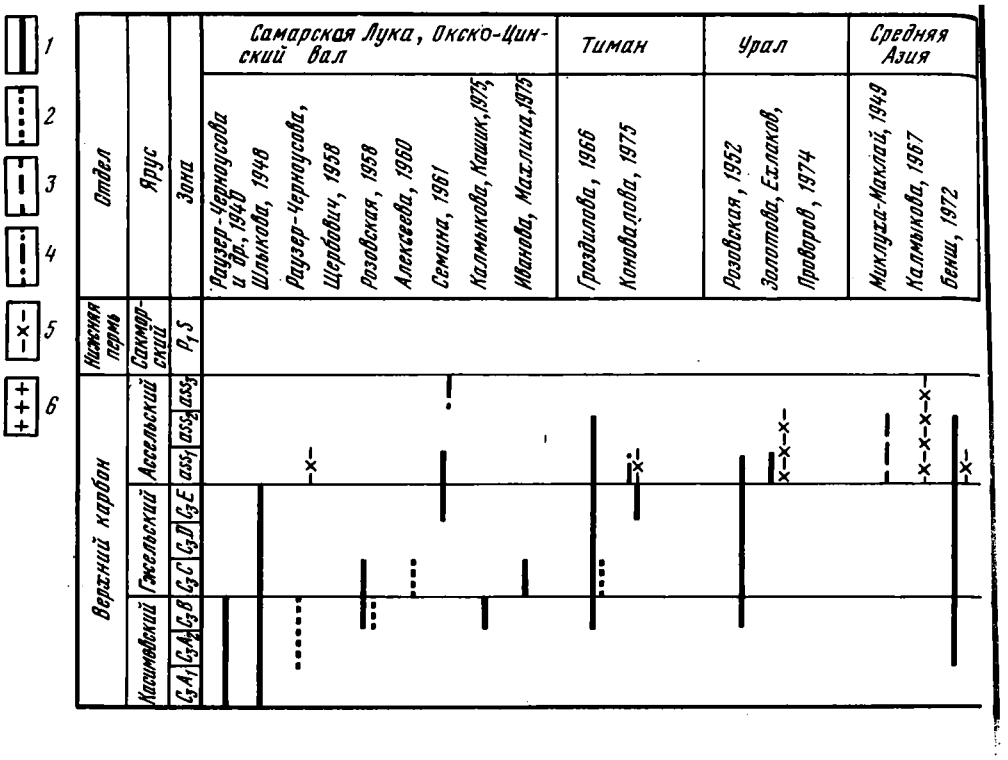
Виды рода Quasifusulina	Зона Daixina sokensis				Зона Schwagerina vulgaris, Sch. fusiformis			
	1	2	3	4	1	2	3	4
Q. longissima								
Q. eleganta	— — —		— — —	▬▬▬				
Q. pseudoelongata					— — —	— — —		
Q. phaseolus								
Q. kaspiensis								
Q. cayeuxi								

1 – Окско-Цнинский вал; 2 – Южный Тиман; 3 – Урал (Пермская обл.); 4 – юго-восток Русской платформы (Волгоградская обл.). Частота встречаемости видов квазифузулин: — — — редко и малочисленно; ——— обычно, но малочисленно; ▬▬▬ часто и в большом числе экземпляров

Уральский материал составляют квазифузулины из пограничных отложений гжельского и ассельского ярусов (20 шлифов). Видовой состав их довольно однообразный. Из зоны Daixina sokensis определены *Q. longissima* (Moell.) и *Q. eleganta* Schlyk., а из нижней зоны ассельского яруса – *Q. cayeuxi* (Depr.). Отличительной особенностью квазифузулин этого района является своеобразный характер складчатости: в сечении септы образуют арки чаще не округлой, а трапециевидной формы с уголщенными вершинами (табл. I, фиг. 4,5).

Виды квазифузулин, встреченные в отложениях зоны Daixina sokensis и нижней зоны ассельского яруса, сведены в таблицу. Стратиграфическое распространение тех же видов, взятое по литературным данным, показано на рисунке (учитывались работы как с изображением видов, так и приводимые списки без изображений). Анализируя фактический материал и сопоставляя полученные результаты с литературными данными, можно сделать некоторые выводы о стратиграфическом значении перечисленных в таблице видов.

Q. longissima (Moell.) имеет широкое распространение по площади в пределах большого стратиграфического интервала. В изученном материале вид характеризует отложения как зоны Daixina sokensis, так и нижней зоны ассельского яруса. Литературные данные указывают на интервал распространения, начиная с касимовского яруса и до сакмарского (см. рисунок). На Самарской Луке и Окско-Цнинском поднятии вид описан из отложений касимовского, гжельского и нижней зоны ассельского ярусов, причем наиболее часто он отмечается в верхней части касимовского яруса и нижней части гжельского. На Тимане *Q. longissima* (Moell.) известна начиная с верхов касимовского яруса и до средней зоны ассельского яруса, а на Урале – до нижней зоны того же яруса. В Донбассе вид характеризует нижнюю часть верхнего карбона и приурочен в основном к отложениям касимовского яруса. На юго-востоке платформы вид указывается в зоне Daixina sokensis. В Средней Азии интервал распространения значительный: от верхней половины касимовского яруса до средней зоны ассельского яруса включительно. Широкий интервал распространения *Q. longissima* (Moell.) указывают зарубежные исследователи фузулинид. В Китае и Японии вид широко распространен в отложениях всего верхнего карбона, т.е. от низов касимовского яруса до верхов ассельского (Lee, 1927; Chen, 1934;

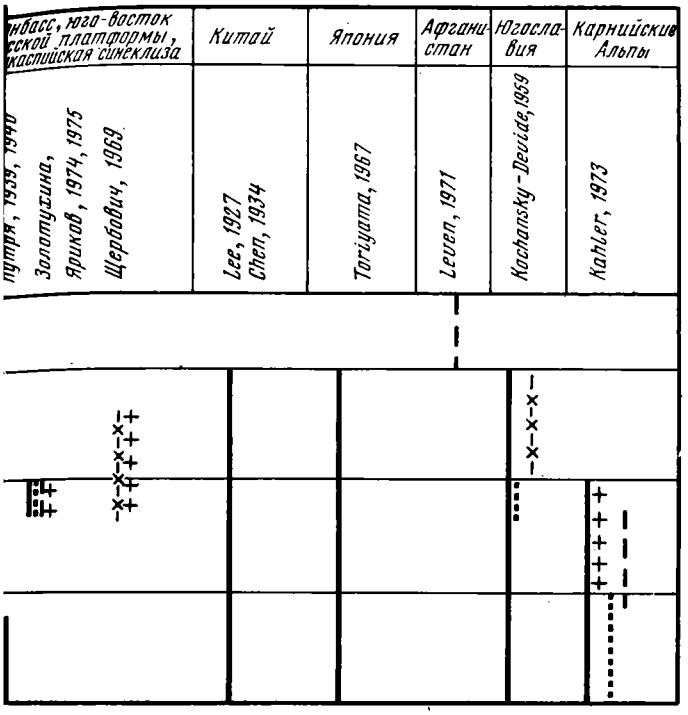


Toriyama, 1967). Такой же широкий интервал приведен В. Коханской-Девиде (Kochansky-Devidé, 1959) в Югославии. В Карнийских Альпах *Q.longissima* (Moell.) указывается Ф. Калером (Kahler, 1973) в касимовском и гжельском ярусах.

Q.eleganta Schlyk. описан впервые из отложений верхней части касимовского яруса Самарской Луки (Шлыкова, 1948). Из отложений ассельского яруса вид неизвестен. Этот факт подтверждается нашим материалом, а именно: *Q.eleganta* Schlyk. является частой формой в зоне Daixina sokensis юго-востока Русской платформы и встречен в отложениях того же возраста Урала и Окско-Цнинского поднятия. По данным Л.П. Гроздиловой (1966), вид является обычным в верхней части касимовского яруса Тимана. В Югославии вид приурочен к отложениям зоны Daixina sokensis по данным В. Коханской-Девиде (Kochansky-Devidé, 1974), а в Карнийских Альпах вид определен в основном из касимовского яруса (Kahler, 1973).

Q.pseudoelongata A.M.-Makl. (Миклухо-Маклай, 1949) описан впервые из отложений нижней части ассельского яруса Ферганы. Изображения вместе с описанием вида приводятся в работах С.Е. Розовской (1958), Э.Я. Левена (Leven, 1971) и Ф. Калера (Kahler, 1973). Кроме того, вид упоминается в списках фузулинид в статьях Г.П. Золотухиной (1974) и Золотухиной и Г.М. Ярикова (1975).

Необходимо отметить, что форма, описанная С.Е. Розовской (1958) из отложений зон Triticites arcticus и T.acutus, T.stuckenbergi Самарской Луки как *Q.pseudoelongata* A.M.-Makl., значительно отличается от голотипа формой раковины и характером складчатости. Она имеет раковину с тупо закругленными концами и низкую, беспорядочную складчатость, ослабевающую в наружном обороте. У голотипа концы раковины приостренные, складчатость правильная и интенсивная по всем оборотам. Форма аксиальных уплотнений у волжской формы в виде конуса, расположенного заостренной стороной к начальной камере, сходна с таковой у голотипа, но аксиальные уплотнения занимают только три внутренних оборота. Поэтому форма с Самарской Луки, описанная С.Е. Розовской как *Q.pseudoelongata* A.M.-Macl., не отнесена к этому виду.



Стратиграфическое распространение изученных видов квазифузулин

1 – *Quasifusulina longissima*
2 – *Q. eleganta*
3 – *Q. pseudoelongata*
4 – *Q. phaseolus*
5 – *Q. cayeuxi*
6 – *Q. kaspiensis*

Зоны:

C_3A_1 – Protriticites pseudomontiparus, Obsoletes obsoletes
C_3A_2 – Montiparus montiparus
C_3B – Triticites arcticus, Triticites acutus
C_3C – Triticites stuckenbergi
C_3D – Jigulites jigulensis
C_3E – Daixina sokensis
ass_1 – Schwagerina vulgaris, Sch. fusiformis
ass_2 – Schwagerina moelleri, Pseudofusulina fecunda
ass_3 – Schwagerina sphaerica, Pseudofusulina firma

Наш материал показал присутствие рассматриваемого вида, хотя и в незначительном числе экземпляров, в отложениях нижней зоны ассельского яруса Тимана, Урала и юго-востока Русской платформы. Самое раннее появление вида отмечено только на юго-востоке Русской платформы в отложениях зоны Daixina sokensis. Вне СССР первое появление вида указано Ф. Калером (Kahler, 1973) в отложениях верхней половины гжельского яруса Карнийских Альп. Данные Э.Я. Левена (Leven, 1971) свидетельствуют о присутствии этого вида в отложениях сакмарского яруса Афганистана. Итак, ссылаясь на данные Г.П. Золотухиной, Г.М. Ярикова (1975) и Ф. Калера (Kahler, 1973), следует учитывать вероятность появления рассматриваемого вида уже в отложениях верхней части гжельского яруса, хотя более характерным вид можно считать для ассельского яруса.

Q. phaseolus (Lee) рассматривается нами как самостоятельный вид вслед за Ф. Калером, считающим признаки *Q. phaseolus* (Lee) достаточными для выделения его в качестве вида. Главными видовыми признаками квазифузулин являются форма раковины, характер складчатости, характер осевых заполнений. *Q. phaseolus* (Lee) отличается от *Q. longissima* (Moell.) изогнутой формой раковины, массивными осевыми уплотнениями, широким округлым пятном, заполняющим раковину до наружного оборота, высокой правильной складчатостью, образующей арки округлой формы (табл. I, фиг. 6, 7).

Q. phaseolus (Lee) описан впервые из отложений верхнего карбона Китая (Lee, 1927). Интервал распространения для вида указан широко, так же как и для *Q. longissima* (Moell.), – верхний карбон, но более типичные формы приведены из отложений ассельского яруса. В работе С.А. Семиной (1961) также отмечена приуроченность вида к средней зоне ассельского яруса. На юго-востоке Русской платформы вид известен в отложениях зоны Daixina sokensis. М.В. Коновалова (1975) указывает его в отложениях нижней зоны ассельского яруса Тимана.

Q. cayeuxi kaspiensis Scherb. возведен нами в ранг самостоятельного вида – *Q. kaspiensis* Scherb. Его отличительными от *Q. cayeuxi* (Depr.) признаками являются правильная частая складчатость септ, образующая арки округлой формы, занимающие почти всю высоту оборота, осевые заполнения, вытяну-

тые до последнего оборота, либо занимающие только четыре внутренних оборота и имеющие веерообразную форму, заостренным концом расположенную к начальной камере (табл. I, фиг. 8, 9).

Q.kaspiensis Scherb. описана из отложений гжельского и ассельского ярусов Прикаспийской синэклизы, но возраст отложений ("псевдофузулиновый горизонт – нижняя зона ассельского яруса") указан С.Ф. Щербович (1969) под знаком вопроса. Однако вид отмечен в отложениях зоны Daixina sokensis юго-востока Русской платформы, а также указывается Ф. Калером из верхней половины гжельского яруса Карнийских Альп. В нашем материале вид встречается обычно с *Q. cayeuxi* (Depr.) в отложениях только нижней зоны ассельского яруса трех районов (см. таблицу).

Q. cayeuxi (Depr.) имеет широкое площадное распространение при узком стратиграфическом. Большинство исследователей приводят рассматриваемый вид только из отложений ассельского яруса (см. рисунок), что еще раз подтверждается и на изученном материале четырех районов.

Таким образом, в узких пределах встречаются только два вида, а именно: *Q.eleganta* Schlyk., характерный для касимовского и гжельского ярусов, и *Q. cayeuxi* (Depr.) – только для ассельского яруса. Виды *Q. pseudoelongata* A.M.-Macl., *Q.kaspiensis* Scherb. и *Q.phaseolus* (Lee) распространены шире, начиная с зоны Daixina sokensis, и первый вид до сакмарского яруса, а два последние до ассельского яруса включительно, с преобладанием всех трех видов в ассельском ярусе. *Q.longissima* (Moell.) имеет наибольший интервал распространения – касимовский, гжельский и ассельский ярусы, но более часто встречается в нижней половине верхнего карбона.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеева Г.Э. 1960. Стратиграфическое значение вида *Quasifusulina* (Möll.) var *eleganta* Schlyk. – Труды Куйбышевск. гос. научно-исслед. ин-та нефт. пром., вып. 1.

Бенш Ф.Р. 1972. Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент, Изд-во ФАН УзССР.

Гроздилова Л.П. 1966. Фораминиферы верхнего карбона Северного Тимана. Микрофауна СССР. – Труды ВНИГРИ, вып.250, сб. 14.

Золотова В.П., Ехлаков Ю.А., Проворов Ю.А. 1974. Разрез "Холодный Лог". – В кн.: Путеводитель экскурсии по нижнепермским отложениям по рекам Косьве, Сылве, Каме. Пермский гос. ун-т, Объединение Пермьнефть ПермНИПИнефть, Камское отделение ВНИГНИ.

Золотухина Г.П. 1974. Новые фузулиниды среднего и верхнего карбона Волгоградской области. – В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 9, ч. 1. Саратов, Саратовск. ун-т.

Золотухина Г.П., Яриков Г.М. 1975. О ярусном делении верхнего карбона на юго-востоке Русской платформы. – Докл. АН СССР, т. 221, № 4.

Иванова Е.А., Махлина М.Х. 1975. Верхний карбон. – В кн.: Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Подмосковного бассейна. М., "Наука".

Калмыкова М.А. 1967. Пермские фузулиниды Дарваза. – Труды ВСЕГЕИ, нов.сер., т. 116.

Калмыкова М.А., Кашик Д.С. 1975. О пограничных слоях карбона и перми Самарской Луки (карьер "Яблоновый овраг"). – В кн.: Стратиграфия и биогеография морей и суши каменноугольного периода на территории СССР. Киев, "Вища школа".

Коновалова М.В. 1975. Позднекаменноугольные отложения Тимано-Печорской области и граница карбона и перми. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Миклухо-Маклай А.Д. 1949. Верхнепалеозойские фузулиниды Средней Азии. Дарваз, Фергана, Памир. Изд. ЛГУ.

Путря Ф.С. 1939. Материалы к стратиграфии верхнего карбона восточной окраины Донецкого бассейна. Аз.-Черн. геол. упр. – В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ., сб. X.

Путря Ф.С. 1940. Фораминиферы и стратиграфия верхнекаменноугольных отложений восточной части Донецкого бассейна. Аз.-Черн. геол. упр. Материалы по геол. и полезн. ископ., сб. XI.

Раузер-Черноусова Д.М., Беляев Г.М., Рейтлингер Е.А. 1940. О фораминиферах каменноугольных отложений Самарской Луки. – Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, нов. сер., вып. 7.

Раузер-Черноусова Д.М., Щербович С.Ф. 1958. О швагериновом горизонте центральной части Русской платформы. – Труды ГИН АН СССР, вып. 13.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратигра-

фических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г. 1965. Л., ВСЕГЕИ.

Розовская С.Е. 1952. Фузулиниды верхнего карбона и нижней перми Южного Урала. – Труды ГИН АН СССР, т. XL.

Розовская С.Е. 1958. Фузулиниды и биостратиграфическое расчленение верхнекаменноугольных отложений Самарской Луки. – Труды ГИН АН СССР, вып. 13.

Семина С.А. 1961. Стратиграфия и фораминиферы (фузулиниды) швагеринового горизонта Окско-Цнинского поднятия. – Труды ГИН АН СССР, вып. 57.

Ялыкова Т.И. 1948. Фузулиниды верхнего карбона Самарской Луки. – Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 31.

Щербович С.Ф. 1969. Фузулиниды позднегжельского и ассельского времени Прикаспийской синеклизы. – Труды ГИН АН СССР, вып. 176.

Яриков Г.М., Золотухина Г.П. 1974. Особенности строения верхнего карбона в зоне сочленения докембрийской и эпигерцинской платформ (в пределах Волгоградской области). – Сов. геол., № 1.

Chen S. 1934. Fusulinidae of South China. – Palaeontol. sinica, ser. B, v. IV.

Kahler F. 1973. Beiträge sur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: die Gattung Quasifusulina in den Karnischen Alpen. – Palaentographica, Bd 141, Abt. A.

Kochansky-Devidé V. 1959. Karbonske i Permske Fusulinidne Foraminifere Velebita i Like. Donji Perm. – Palaeontol. Jugoslavica, Sv. 3.

Lee S. 1927. Fusulinidae of North China. – Palaeontol. sinica, ser. B, v. IV.

Leven E. Ja. 1971. Les gisements permiens et les fusulinidés de l'Afghanistan du Nord. – Notes et mém. Moyen. – Orient. T. XII, pt 1.

Toriyama R. 1967. The Fusulinacean zones of Japan. – Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol., v. 18, N 1.

On Stratigraphic Importance of some Representatives of the Genus *Quasifusulina* Chen, 1934

T.N.Isakova

Stratigraphic distribution of six Quasifusulina species is presented. Narrow stratigraphic intervals contain: *Q. eleganta* – Kasimovian and Gzhelian stages, *G. cayeusi* – Asselian stage only; *Q. kaspiensis* and *Q. phaseolus* – beginning from the Daixina sokensis zone up to Asselian stage; *Q. pseudoelongata* – from the Daixina sokensis zone up to Sakmarian stage; *Q. longissima* is widely distributed throughout the Upper Carboniferous including the Asselian stage. Some morphological peculiarities of structure of Quasifusulina tests were observed as well.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Выпуск 21 Вопросы микропалеонтологии 1978 г.
Ответственный редактор В.В. Меннер

К. И. КУЗНЕЦОВА
Геологический институт Академии наук СССР

СООТНОШЕНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ В СТРАТОТИПАХ КИМЕРИДЖСКОГО И ВОЛЖСКОГО ЯРУСОВ

Рассматриваемый стратиграфический интервал от конца оксфордского века до начала меловой эпохи охватывает отрезок геологического времени, не превышающий 12–15 млн. лет. Однако за это время произошли существенные изменения в различных группах органического мира, коснувшиеся и фораминифер. Бурный расцвет ряда групп бентосных фораминифер предшествовал их угасанию. Активное формообразование, отмечавшееся во многих семействах и родах в конце юры, к началу меловой эпохи сменилось вымиранием или резким сокращением этих групп. Наступала меловая эпоха, несущая коренной перелом в составе фораминифер – развитие планктона и завоевание им широчайших океанических акваторий.

Стратиграфия юры давно и детально разработана по такой "классической" группе ископаемых, как аммониты. Использование юрских фораминифер для стратиграфии этих отложений относится к сравнительно недавнему времени. Споры о возможности использования бентосных фораминифер для детальной стратиграфии и широких корреляций не утратили своей остроты и поныне.

Тем важнее было для нас уяснить – соизмеримо ли по своей детальности расчленение, основанное на фораминиферах, с тем, которое установлено по аммонитам, и как соотносятся эти подразделения, определить, какова пространственная протяженность фораминиферовых зон, значительно ли уступают они по своему распространению аммонитовым зонам.

Обширный материал, накопившийся в настоящее время по верхней юре Бореального пояса, позволил осветить многие из перечисленных вопросов. Учитывая, что единая стратиграфическая шкала основывается на подразделениях, установленных в стратотипах, мы прежде всего обратились именно к стратотипическим разрезам кимериджского и волжского ярусов, детально охарактеризованным как головоногими моллюсками, так и фораминиферами.

Описание стратотипа волжского яруса и данные о послойном распределении фауны уже приводились в отечественной литературе (Михайлов, Густомесов, 1964; Кузнецова, 1965; Герасимов, Михайлов, 1966; Даин, Кузнецова, 1976). Поэтому в настоящей работе мы не повторяем это описание. Что касается стратотипического разреза кимериджского яруса, то в отечественной литературе его описание не было ранее опубликовано, в связи с чем мы приводим его здесь с подробной фаунистической характеристикой.

Описание этого разреза имеется в работах Аркелла (Arkell, 1947, 1956), Циглера (Ziegler, 1962), Коупа, Халлама и др. (Cope, Hallam et al., 1969), Кейси (Casey, 1973). Литостратиграфия кимериджа и портланда в стратотипе

изучена Таунсоном (Townson, 1975). Распространение некоторых групп бентосных фораминифер в рассматриваемом разрезе и описание важнейших видов дано в работах Ллойда (Lloyd, 1959, 1962). Распределение акритарх и динофлагеллят в стратотипе кимериджа и в портланде приведено в работе Иоаннидеса, Ставриноса, Дауни (Ioannides, Stavrinos, Downie, 1976).

Приводимое здесь описание включает материалы автора, изучившего этот разрез в 1966 и 1969 гг. Определения аммонитов даны по указанным выше работам, послойные списки фораминифер составлены автором с учетом данных Ллойда (Lloyd, 1959, 1962).

Соотношение стратиграфических объемов, вопросы приоритета, номенклатуры и зонального подразделения портландского и волжского ярусов рассмотрены в работе П.А.Герасимова и Н.П.Михайлова (1966). Мы принимаем, вслед за указанными авторами, в качестве верхнего яруса юрской системы для Бореального пояса волжский ярус в объеме от зоны Gravesia gravesiana, Gravesia gigas внизу до зоны Craspedites nodiger вверху включительно.

Отложения кимериджского и волжского возраста пользуются в пределах Англии ограниченным распространением, локализуясь преимущественно в южной части страны и в Мидленде. Наиболее полные разрезы расположены в Южном Дорсете, Сомерсете, в районе городов Веймут, Свенедж, на п-ове Портланд и о.Пурбек.

Р и с. 1. Стратотипический разрез кимериджского яруса. Кимериджский залив, побережье Дорсета, Южная Англия (по C.P. Chatwin, 1960)

По принимаемой английскими геологами стратиграфической схеме (Cope, Hallam et al., 1969) верхнеюрские отложения от кровли верхнего оксфорда до границы с мелом подразделяются следующим образом:

Ярусы	Зоны	Последовательность в Южном Дорсете
Портландский	(Ostracod zones) Tritanites giganteus Glaucolithites[1] gorei Progalbanites albani	Пурбекские слои Портландские слои (Portland Beds)
Кимериджский (Sensu anglico)	Pavlovia rotunda Pavlovia pallasioides Pectinatites pectinatus	Кимериджские слои (Kimmeridge Clay)

Ярусы	Зоны	Последовательность в Южном Дорсете
Кимериджский (Sensu angico)	Pectinatites hudlestoni	
	Pectinatites wheatleyensis	
	Pectinatites scitulus	
	Pectinatites elegans	
	Aulacostephanus autissiodorensis	
	Aulacostephanus eudoxus	
	Rasenia mutabilis	
	Rasenia cymodoce	
	Pictonia baylei	
Оксфордский	Ringsteadia pseudocordata	Коралловые слои

Стратотипический разрез кимериджского яруса расположен в Дорсете на побережье Южной Англии в береговых обрывах Кимериджского и Рингстадиевого заливов. Нижняя часть разреза представлена в береговых обнажениях Рингстадиевого залива (рис. 1). Здесь наблюдается такая последовательность слоев[1]:

ВЕРХНИЙ ОКСФОРД (CORALLIAN BEDS)[2]

Зона Ringsteadia pseudocordata

Слой 1. Глина серая, карбонатная, комковатая, с *Ringsteadia pseudocordata* (Blake et Hudl.), *R. anglica* Salf., *Pictonia* sp. Видимая мощность 3 м.

НИЖНИЙ КИМЕРИДЖ (KIMMERIDGE CLAY)

Зона Pictonia baylei

Зона Astacolus major, Hoeglundina praetatariensis

Слой 2. Сланцеватые темно-серые глины с *Pictonia* sp., *Liostrea* sp. Фораминиферы не встречены. 0,6 м.

Слой 3. Мергель серый с обилием *Exogyra nana* (Sow.), *Prorasenia* sp., *Pictonia* sp. 0,3 м.

Слой 4. Глинистый сланец и мергель глинистый, темно-серый, местами сильно алевритовый, с известковыми конкрециями и множеством раковин *Pictonia baylei* (Tornq.), двустворками, гастроподами, серпулами; из фораминифер здесь встречены: *Lenticulina russiensis* (Mjatl.), *L.* N 129 Esp. et Sigal, *Citharina* sp., *Hoeglundina uhligi* (Mjatl.), *H. praetatariensis* Uman. 5 м.

Зона Rasenia cymodoce

Слой 5. Глина карбонатная, местами сильно загипсованная, вверх по разрезу отчетливо слоистая с аммонитами: *Rasenia cymodoce* (d'Orb.), *R. evoluta* (Salf.), *Zonovia uralensis* (d'Orb.), *Amoeboceras kitchini* (Salf.), *A. cricki* (Salf.). В комплексе фораминифер присутствуют: *Proteonina difflugiformis* (Brady), *Reophax conferens* Lloyd, *R. sterkii* Haeusl., *R. hounstoutensis* Lloyd, *Trochammina squamata* Jones et Park., *Eoguttulina oolithica* (Terq.), *E. metensis* (Terq.), *Mironovella lloydi* Dain. 5 м.

---

[1] В описании разреза даны родовые наименования аммонитов, употребляющиеся советскими исследователями.

[2] В скобках дано английское стратиграфическое наименование.

ВЕРХНИЙ КИМЕРИДЖ (KIMMERIDGE CLAY)

Зона Aulacostephanus mutabilis

Зона Pseudolamarckina pseudorjasanensis

Слой 6. Темно-серые и серые сланцеватые карбонатные глины с прослоями мелких уплощенных септариевых конкреций в нижней половине слоя с многочисленными раковинами аммонитов, двустворок и фораминифер. Присутствуют следующие аммониты: *Aulacostephanus mutabilis* (Sow.), *A. linealis* (Qu.), *A. eulepidus* Ziegl., *Aulacostephanus* sp. sp. Здесь обнаружен богатый комплекс фораминифер: *Proteonina difflugiformis* (Brady), *P.* sp., *Reophax sterkii* Haeusl., *R. variabilis* Herrm., *Ammobaculites agglutinans* (d'Orb.), *A. hockleyensis* Cushm. et Appl., *A. coprolithiformis* (Schwag.) *Orbignynoides* aff. *subaequalis* (Mjatl.), *O. braunsteini* Cushm. et Appl., *Trochammina squamata* Jones et Park., *T. globigeriniformis* (Park. et Jones), *Lenticulina* ex gr. *tumida* Mjatl., *L. repanda* Kapt., *L. karlaensis* Dain, *Planularia digna* Dain, *Eggerella meentzeni* (Kling.), *Eoguttulina liassica* (Strickl.), *E. althi* Lloyd, *Spirillina infima* (Strickl.), *Ophthalmidium* sp., *Hoeglundina praetatariensis* Uman., *Mironovella lloydi* Dain, *Conorboides marginata* Lloyd. 25,1 м.

Зона Aulacostephanus eudoxus

Слой 7. Темно-серые глинистые сланцы и сланцеватые карбонатные глины с *Aulacostephanus eudoxus* (d'Orb.), *A. volgensis* (d'Orb.). Фораминиферы не встречены. Видимая мощность 8 м.

Вышележащие отложения кимериджского яруса обнажаются в Кимериджском заливе в 15 км восточнее Рингстадиевого залива. Здесь представлены следующие слои:

Слой 8. Плотные сланцеватые глины с многочисленными раковинами *Aulacostephanus eudoxus* (d'Orb.), *A. volgensis* (d'Orb.), *Amoeboceras krausei* (Salf.), *A. anglicum* (Salf.), *Aspidoceras longispinum* (Sow.). Фораминиферы не встречены. Видимая мощность 24,7 м.

Зона Aulacostephanus autissiodorensis

Слой 9. Глина плотная, сланцеватая, темно-серая, карбонатная, с многочисленными обломками раковин аммонитов *Aulacostephanus aurissiodorensis* (Contey), *A. volgensis* (d'Orb.), *Propectinatites websteri* Cope и обедненным комплексом фораминифер с *Ammobaculites agglutinans* (d'Orb.), *Textularia jurassica* (Gümb.), *Trochammina* cf. *nitida* Brady, *T. globigeriniformis* (Park. et Jon.), *Pseudolamarckina polonica* (Biel. et Pozar.). 63,2 м.

ВОЛЖСКИЙ ЯРУС

НИЖНИЙ ПОДЪЯРУС (KIMMERIDGE CLAY)

Зона Gravesia gravesiana и G. gigas

Подзона Pectinatites (Virgatosphinctoides) elegans

Зона Lenticulina infravolgensis anglica, Planularia mariae

Слой 10. Глины сланцеватые, темно-серые, с прослоями битуминозного глинистого мергеля (сланцы Hen Cliff), с многочисленными давлеными раковинами *Pectinatites* (Virgatisphinctoides) *elegans* (Neav.), *P.* (*V.*) *major* Cope, *Arkellites cuddlensis* Cope, *A. primitivus* Cope, *Gravesia gigas* (Zieten), *G. gravesiana* (d'Orb.), *Exogyra virgula* Sow. и многочисленными фораминиферами: *Lenticulina infravolgensis* (Furss. et Pol.), *L. hyalina* (Mjatl.), *L. biexcavata* (Mjatl.), *Marginulinopsis embaensis*

(Furss. et Pol.), *M. medius* (Furss. et Pol.), *Planularia mariae* K. Kuzn., *Eoguttulina metensis* Terq., *Globulina circumflua* Dain, *Pseudolamarckina polonica* (Biel. et Poz.). 22,6 м.

Подзона Pectinatites (Virgatosphinctoides) scitulus

Слой 11. Глины темно-серые, плотные, сланцеватые, с прослоями битуминозных сланцев и алевритовых мергелей (сланцы Cattle Ledge), с *Subplanites grandis* (Neaver.) в нижней части слоя и *Pectinatites* (*Virgatisphinctoides*) *scitulus* Cope, *V. major* Cope, *Arkellites cuddlensis* Cope, *Gravesia* cf. *gravesiana* (d'Orb.), *Exogyra virgula* Sow. Фораминиферы сходны по составу с приведенными в слое 10. 27,4 м.

Зона Virgatosphinctoides wheatleyensis

Слой 12. Глины и глинистые сланцы темно-серые до черных, местами битуминозные с прослоями глинистого мергеля с *Virgatosphinctoides wheatleyensis* (Neaver.), *V. reisiformis* Cope, *V. wheatleyensis delicatulus* Cope, *V. grandis* (Neaver.), *V. woodwardi* (Neaver.), *V. pseudoscruposus* Cope, *V. clavelli* Cope и многочисленными фораминиферами: *Proteonina difflugiformis* (Brady), *Ammobaculites agglutinans* (d'Orb.), *Orbignynoides* aff. *subaequalis* (Mjatl.), *Textularia jurassica* (Gümb.), *Spiroplectammina biformis* (Park. et Jon.), *Trochammina globigeriniformis* (Park. et Jon.), *Lenticulina infravolgensis* (Furss. et Pol.), *Planularia mariae* K. Kuzn. 24,4 м.

Зона Arkellites hudlestoni

Слой 13. Плотные сланцеватые глины, с тонкими прослоями алевритистого мергеля (Dicey Clay), с *Arkellites hudlestoni* Cope, *Virgatosphinctoides encombensis* Cope, *V. magnimasculus* Cope, *V. donovani* Cope, *V. reisiformis* Cope, *V. abbreviatus* Cope. Фораминиферы сходны с указанными в слое 12.

Зона Pectinatites pectinatus

Зона Marginulinita pyramidalis

Слой 14. Глина плотная, серая, карбонатная, с прослоями твердых глинистых сланцев, алевритистых мергелей и известковыми конкрециями (вверху слоя). Присутствуют крупные раковины *Pectinatites pectinatus* (Phill.), *P.* sp., *P. cornutifer* Buckm., *P. eastlecottensis* Salf., *P. inconsuetus* Buckm. В обедненном комплексе фораминифер присутствуют преимущественно агглютинирующие формы: *Proteonina difflugiformis* (Brady), *Ammobaculites deceptorius* (Haeusl.), *Textularia auensteinensis* (Haeusl.), *Spiroplectammina biformis* (Park. et Jones), немногочисленные *Eoguttulina polygona* (Terq.), *E. liassica* (Strickl.), *E. oolithica* (Terq.), *E. metensis* (Terq.), *E. anglica* Cushm. et Ozawa. 34 м.

СРЕДНИЙ ПОДЪЯРУС (KIMMERIDGE CLAY)

Зона Pavlovia pallasioides

Зона Spiroplectammina inderica, Saracenaria prolata

Слой 15. Глины темные сланцеватые (Hartwell Clay) с крупными (до 0,8 м в диаметре) раковинами *Pavlovia* sp. Здесь присутствуют многочисленные *Pavlovia pallasioides* (Neav.), *P. hartwellensis* (Neav.) и фораминиферы: *Ammobaculites extentus* Dain, *Spiroplectammina inderica* Furss., *Trochammina squamata* Park. et Jones, *Textularia jurassica* Gümb., *Lenticulina ornatissima* (Furss. et Pol.), *L. vistulae* Biel. et Pozar., *L. rozanovi* K. Kuzn., *Saracenaria prolata* K. Kuzn., *Sigmoilinita subpanda* (Lloyd), *Quinqueloculina egmontensis* Lloyd. 20 м.

Зона Pavlovia rotunda

Слой 16. Глины серые (Hountstout Clay), с прослоем известковых конкреций (Rotunda Nodule Bed) в основании. В нижней части небольшой прослой (до 40 см) плотных битуминозных сланцев, выступающий в виде карниза в береговых обрывах. В большом количестве присутствуют аммониты и двустворки: *Pavlovia rotunda* (Sow.), *P. concinna* (Sow.), *Buchia* sp. и фораминиферы: *Reophax hounstoutensis* Lloyd, *Trochammina squamata* (Park. et Jones), *Haplophragmoides haeusleri* Lloyd, *Textularia auensteinensis* (Haeusl.), *Spiroplectammina inderica* Furss., *Lenticulina infravolgensis* (Furss. et Pol.), *L. vistulae* Biel. et Pozar., *Astacolus decalvatus* Bassov, *Marginulina orthogona* K. Kuzn., *M. pseudolinearis* K. Kuzn., *Saracenaria pravoslavlevi* Furss. et Pol., *S. prolata* K. Kuzn., *S. ilovaiskii* (Furss.), *Marginulinita pyramidalis* (Koch), *Citharina raricostata* (Furss. et Pol.), *C. brevis* (Furss. et Pol.), *Sigmoilinita subpanda* (Lloyd), *Quinqueloculina egmontensis* Lloyd. 21 м.

Выше залегают отложения, относимые английскими геологами к портландскому ярусу. Наиболее полно они развиты на п-ове Пурбек и на о. Портланд (Южная Англия), где имеют мощность 72–75 м и подробно охарактеризованы палеонтологическими остатками. Портландские отложения литологически подразделяются на две примерно равные по мощности части: нижнюю, портландские пески (Portland Sand) – 37 м и верхнюю, портландский камень (Portland Stone) – 34–35 м (рис. 2, 3). Стратиграфически они подразделяются следующим образом:

Портландские пески (Portland Sand)

Зона Progalbanites albani

Зона Lenticulina ornatissima, Vaginulinopsis rectus

Слой 17. Песчаники известковые, плотные (Massive Bed), с *Progalbanites albani* (Arkell), *P.* sp., *Exogyra nana* Sow. Фораминиферы не встречены. 2 м.

Слой 18. Мергели и мергелистые известняки (Emmit Hill Marls) с аммонитами *Progalbanites albani* (Arkell), *Pavlovia* sp. и фораминиферами: *Lenticulina ornatissima* (Furss. et Pol.), *L.* ex gr. *infravolgensis* (Furss. et Pol.), *L.* sp., *Astacolus obliteratus* (Furss.), *Marginulinopsis embaensis* (Furss. et Pol.), *Saracenaria kasanzevi* (Furss. et Pol.), *Vaginulinopsis* cf. *rectus* K. Kuzn. 9 м.

Зона Crendonites gorei

Слой 19. Мергели серые, с прослоями сланцеватых битуминозных глин и битуминозных мергелей (St. Alban's Head Marls), с *Crendonites gorei* (Salf.). Фораминиферы не встречены. 14 м.

Слой 20. Глинистые известняки (Parallel Bands) и темные известковые песчаники (Black Sandstones) с *Crendonites gorei* (Salf.). Фораминиферы не встречены. 14 м.

Портландский камень (Portland Stone)

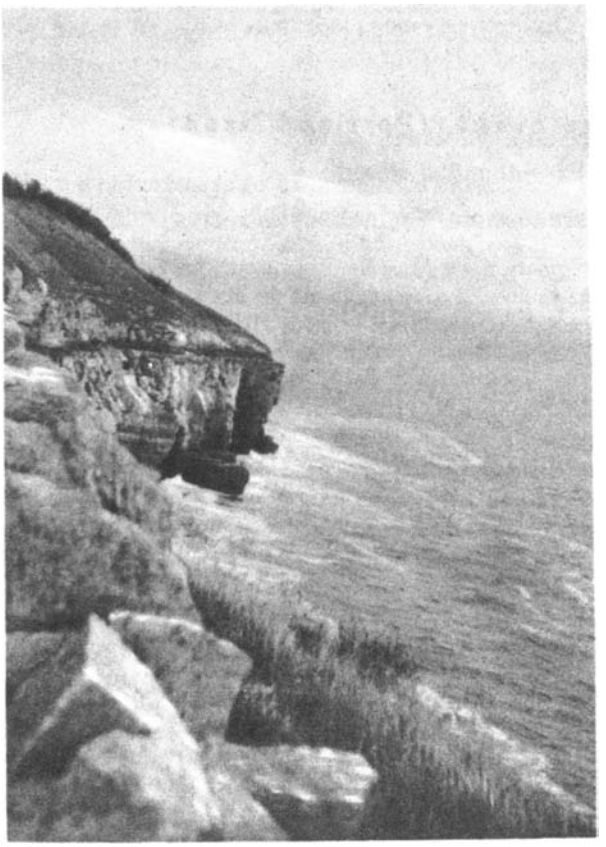
Зона Titanites giganteus

Слой 21. Известняки кремнистые, светло-серые, плотные (Cherty Series), с *Kerberites* sp., *Behemoth* sp. Фораминиферы не встречены. 20 м.

Зона Lenticulina nuda

Слой 22. Известняки крепкие, светло-серые (Freestone Series), с крупными раковинами *Titanites giganteus* (Sow.) и отдельными редкими *Kerberites* sp. Фораминиферы не встречены. Вверх по разрезу они переходят в плотные известняки (Shrimp Bed) с *Paracraspedites oppressus* Casey и обедненным комп-

Р и с. 2. Верхняя часть портландских отложений (средний волжский подъярус – Portland Sand и Portland Stone) на о. Портланд, Дорсет, Южная Англия (фото автора)



Р и с. 3. Верхняя часть портландских отложений (средний волжский подъярус – Portland Stone) на о. Портланд, Дорсет, Южная Англия (фото автора)

лексом фораминифер: *Lenticulina* ex gr. *subalata* (Reuss), *L. nuda* (Reuss), *L. oligostegia* (Reuss), *Astacolus* cf. *planiusculus* (Reuss), *Guttulina* sp. 15 м.

Выше залегают отложения пурбека, представленные чередованием пресноводных (озерных), морских и солоноватоводных осадков. Литологически они выражены массивными, грубослоистыми и тонкоплитчатыми известняками, глинами, аргиллитами, песками и песчаниками. Местами породы сильно загипсованы. Фораминиферы не встречены, остракоды присутствуют в большом количестве и являются основой для зонального расчленения отложений пурбека

(Cope, Hallam, et al., 1969). Мощность отложений пурбека на п-ове Пурбек и о.Портланд около 60 м.

Послойное изучение и описание стратотипического разреза кимериджского яруса и перекрывающих кимеридж отложений волжского яруса позволило выявить соотношения зональных подразделений, установленных по аммонитам и по фораминиферам, а затем сопоставить эти данные с имеющимися по стратотипу волжского яруса.

Первое, что обращает на себя внимание при анализе границ зональных подразделений, - это почти полное совпадение границ аммонитовых и фораминиферовых зон в разрезах кимериджа и волжского яруса Южной Англии и Русской платформы (рис. 4). Однако по аммонитам удается дать более дробное расчленение, чем по фораминиферам. Так, зона Pseudolamarckina pseudorjasanensis соответствует в стратотипе кимериджа трем аммонитовым зонам: Aulacostephanus mutabilis, Aulacostephanus eudoxus и Aulacostephanus autissiodorensis, а в разрезе Русской платформы (Городище на Волге) двум зонам - Aulacostephanus pseudomutabilis и Virgataxioceras fallax.

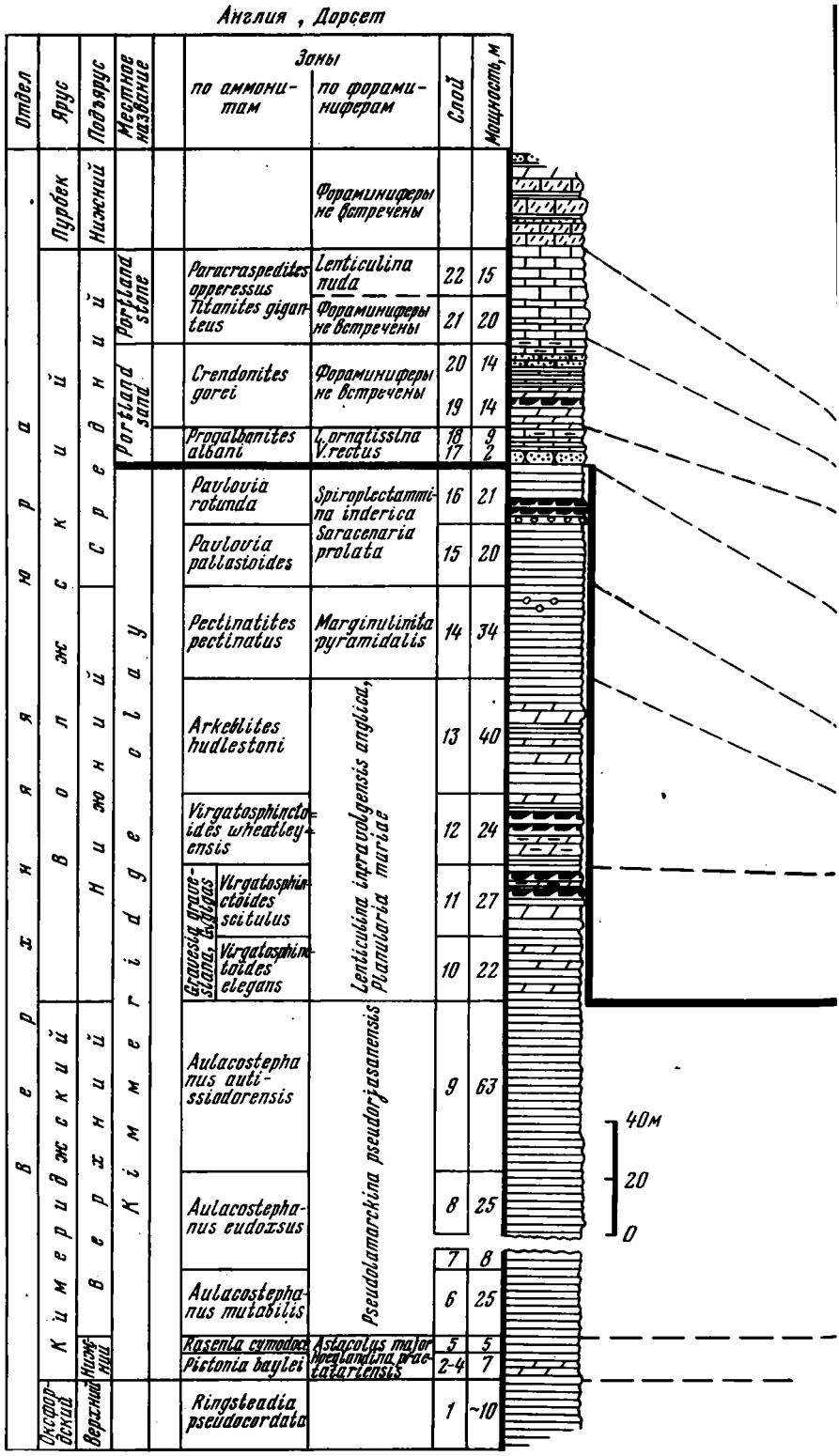
Нижний подъярус волжского яруса в стратотипическом разрезе подразделяется по фораминиферам на зоны Pseudolamarckina polonica и Marginulinita pyramidalis. В составе первой выделены две подзоны - нижняя Verneuilinoides kirillae, соответствующая аммонитовой зоне Subplanites klimovi, верхняя - Hoeglundina gorodistshensis - зоне Subplanites sokolovi. В английских разрезах установлены зоны: Lenticulina infravolgensis anglica, Planularia mariae и Marginulinita pyramidalis. Стратиграфическим эквивалентом первой зоны являются три аммонитовые зоны: Gravesia gravesiana - G.gigas, Virgatosphinctoides wheatleyensis и Arkellites hudestoni. Зона Marginulinita pyramidalis соответствует в стратотипе волжского яруса аммонитовой зоне Subplanites pseudoscythicus, в разрезах Южной Англии - зоне Pectinatites pectinatus.

Средний подъярус волжского яруса в стратотипическом разрезе начинается с зоны Dorsoplanites panderi, подразделенной на две подзоны - Pavlovia pavlovi и Zaraiskites zaraiskensis. По фораминиферовой зональной шкале зона Dorsoplanites panderi соответствует зоне Lenticulina ornatissima - Saracenaria kasanzevi, в составе которой выделены две подзоны - Lenticulina infravolgensis и Lenticulina kaschpurica - L.biexcavata. Указанные подзоны отвечают соответственно подзонам Pavlovia pavlovi и Zaraiskites zaraiskensis. В Англии в основании среднего волжского подъяруса выделяется зона Pavlovia pallasioides, выше которой лежит зона Pavlovia rotunda. Двум этим аммонитовым зонам отвечает фораминиферовая зона Spiroplectammina inderica - Saracenaria prolata. Следует отметить, что эта часть разреза по английской стратиграфической схеме относится еще к кимериджу. В кровле зоны Pavlovia rotunda проходит верхняя граница кимериджского яруса (sensu anglico), литологически выраженного толщей черных глин Kimmeridge Clay. Выше, отделяясь резкой литологической границей, в разрезах Южной Англии лежит песчано-мергельная толща - Portland Sand, в основании которой выделяется зона Progalbanites albani и соответствующая ей зона Lenticulina ornatissima - Vaginulinopsis rectus, установленная по фораминиферам.

Эта зона английского разреза соответствует верхней подзоне зоны Dorsoplanites panderi Русской платформы. Таким образом, по английскому стратиграфическому делению верхняя граница кимериджа проходит внутри единой аммонитовой зоны, установленной в стратотипическом разрезе волжского яруса.

Лежащие выше отложения зоны Virgatites virgatus в стратотипическом разрезе сильно конденсированы по мощности (до 0,8 м), вследствие чего здесь не удается выделить две подзоны - Virgatites virgatus и Virgatites rozanovi, как в других частях Русской платформы, где эти отложения имеют более полное развитие.

Эквивалентом этой зоны в фораминиферовой зональной шкале является зона Lenticulina ponderosa. В этой части разреза волжского яруса в Дорсете фораминиферы не встречены, таким образом, аммонитовая зона Crendonites gorei, являющаяся аналогом зоны Virgatites virgatus, не имеет соответствующей ей


Англия, Дорсет
Отдел
Ярус
Подъярус
Местное название
Зоны
по аммонитам
по фораминиферам
Слой
Мощность, м
Пурбек
Нижний
Фораминиферы не встречены
Верхняя Юра
Портландский
Portland stone
Paracraspedites oppenessus
Lenticulina nuda
22
15
Titanites giganteus
Фораминиферы не встречены
21
20
Portland sand
Crendonites gorei
Фораминиферы не встречены
20
14
19
14
Progalbanites albani
L. ornatissima
V. rectus
18
17
9
2
Киммеридж
Киммериджский
Верхний
Средний
Нижний
Pavlovia rotunda
Spiroplectammina inderica
16
21
Pavlovia pallastoides
Saracenaria prolata
15
20
Pectinatites pectinatus
Marginulinita pyramidalis
14
34
Arkeblites hudlestoni
13
40
Virgatosphinctoides wheatleyensis
12
24
Gravesia gravesiana, G. gigas
Virgatosphinctoides scitulus
11
27
Virgatosphinctoides elegans
10
22
Lenticulina infravolgensis anglica, Planularia muriae
Aulacostephanus autissiodorensis
9
63
Aulacostephanus eudoxsus
8
25
Aulacostephanus mutabilis
7
8
6
25
Pseudolamarckina pseudorjasanensis
Rasenia cymodoce
Astacolus major
5
5
Pictonia baylei
Hoeglandina praetatariensis
2-4
7
Оксфордский
Верхний
Ringsteadia pseudocordata
1
~10
40м
20
0

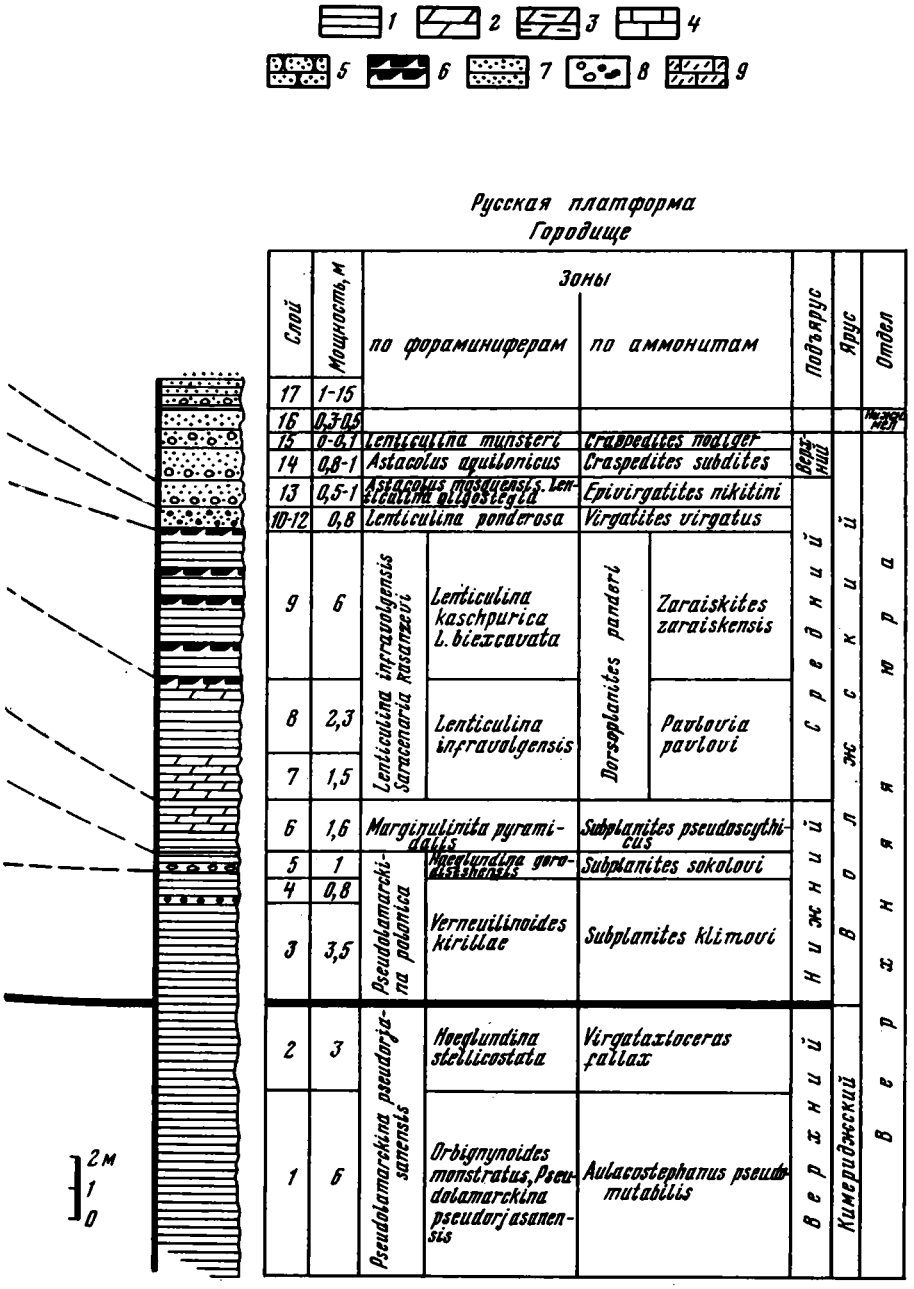


Рис. 4. Сопоставление стратотипических разрезов кимериджского и волжского ярусов:

1 – глина
2 – мергель
3 – глинистый сланец
4 – известняк
5 – песчаник
6 – битуминозный сланец
7 – песок
8 – известковые и фосфоритовые конкреции
9 – пресноводные и солоноватоводные известняки

фораминиферовой зоны. Завершает средний подъярус волжского яруса в стратотипе последнего зона Epivirgatites nikitini и отвечающая ей по объему зона Astacolus mosquensis – Lenticulina oligostegia.

В разрезах Южной Англии эта часть разреза, литологически резко отличная от подстилающей, сложена плотными массивными известняками без фораминифер. По аммонитам здесь выделяется зона Titanites giganteus.

Венчается разрез волжского яруса в Дорсете зоной Paracraspedites oppressus и ее аналогом – фораминиферовой зоной Lenticulina nuda. Выше в Южной Англии развиты пресноводные и солоноватоводные известняки пурбека, лишенные фораминифер и аммонитов. В Спилсби Р. Кейси (Casey, 1973) обнаружены морские отложения верхневолжского подъяруса – зоны Subcraspedites (Swinnertonia) primitivus и Subcraspedites (Subcraspedites) praeplicomphalus. В этих осадках, выраженных плотными известковистыми песками и песчаниками, фораминиферы не встречены.

В стратотипическом разрезе волжского яруса верхний подъярус, представленный регрессивной серией песчано-алевритовых пород сильно сокращенной мощности, подразделяется на зоны Craspedites subditus с соответствующей ей фораминиферовой зоной Astacolus aquilonicus и Craspedites nodiger, которой отвечает зона Lenticulina münsteri. Нижняя зона Kaschpurites fulgens здесь отсутствует.

Анализ фактического материала позволил проследить значительное совпадение границ и соизмеримость стратиграфических объемов зон, установленных по аммонитам и по фораминиферам. Это соответствие зональных подразделений, установленных по группам, стоящим на таких существенно различных уровнях биологической организации, как головоногие моллюски и фораминиферы, вызывает естественный вопрос о том, не являются ли эти рубежи отражением местных фациальных перестроек, повлиявших на развитие фауны в бассейне. При этом чем больше различных групп животных будет изменяться на одних и тех же рубежах и чем более различны эти группы по уровню своего развития, а соответственно по темпам эволюции, а также экологическим особенностям, тем более естественным кажется такой вопрос и тем больше сомнений в своей синхронности и, следовательно, стратиграфической ценности могут внушать эти рубежи.

Внешним, зримым проявлением фациальных перестроек является прежде всего наблюдаемая в разрезе смена литологического состава пород. Поэтому мы обратились к этому критерию, чтобы представить себе зависимость фаунистических изменений от литологических.

Необходимо сказать, что́ именно мы понимаем под изменением фаунистического состава – фациальную смену комплексов или эволюционные преобразования, необратимо изменяющие состав и соотношение отдельных компонентов сообщества. Говоря о смене зональных комплексов на том или ином стратиграфическом рубеже, мы имеем в виду появление новых элементов сообщества, новых видов и видовых групп, в отдельных случаях более высоких таксонов, иными словами – наступление качественно нового эволюционного этапа в развитии данной группы фауны. Фациальные изменения влияют на состав зональных комплексов, однако это местное и временное влияние, подобное тому, которое можно наблюдать в пачке переслаивания мергелей с комплексом чисто секреционных форм с алевритами, где встречены преимущественно агглютинирующие фораминиферы. Последовательное повторение таких ассоциаций не оставляет сомнения в их фациальной природе.

Прослеживая развитие фораминифер в разрезах кимериджского и волжского ярусов Англии и Европейской части СССР и их соотношение со сменой аммонитовых зон, удалось выяснить, что наиболее контрастные изменения систематического состава сообществ простейших, отмеченные появлением новых элементов, происходят внутри литологически однородных толщ, преимущественно глинисто-мергельных пород, т.е. не контролируются фациальными условиями. Первая такая смена наблюдается на установленной по аммонитам границе нижнего и верхнего кимериджа (зоны Rasenia cymodoce – Aulacostephanus mutabi-

lis). Здесь полностью исчезают древние оксфордские элементы и возникают новые - волжские. Характерно, что это прослеживается на обширной территории Северной, Центральной и Восточной Европы в разрезах разных структурных зон.

Следующее крупное преобразование фораминиферовых сообществ отмечается на границе нижнего и среднего подъярусов волжского яруса (опять-таки внутри яруса). При этом литологически граница не выражена, но четко прослеживается по смене аммонитовых сообществ (на уровне родов и подсемейств). Состав фораминифер изменяется почти полностью на видовом уровне (Кузнецова, 1977). Указанный рубеж, четко совпадающий по аммонитам и фораминиферам, прослеживается не только в Бореальном поясе, но и в Нотальной области (Мадагаскар, Сомали, Западная Индия).

Естественно, что контрастные изменения фораминифер могут быть связаны и с резкими литологическими сменами, как это имеет место на границе зон Pavlovia rotunda и Progalbanites albani, Progalbanites albani и Crendonites gorei в английских разрезах. Богатый комплекс фораминифер зоны Pavlovia rotunda исчезает и сменяется обедненным, но характерным сообществом зоны Progalbanites albani, а в массивных плотных известняках зоны Crendonites gorei эти ископаемые полностью исчезают. Однако на Русской платформе зональный момент Virgatites virgatus (=Crendinites gorei Англии) охарактеризован богатой фауной фораминифер, в том числе с новыми родовыми таксонами, т.е. отмечен существенными эволюционными изменениями (Басов, Булынникова и др., 1975).

Сопоставляя разрезы двух разных палеобиогеографических провинций Бореально-Атлантической области - Волжской и Портландской, разрезы, лежащие в разных структурных зонах, представленные литологически различными породами, имеющие существенно иные мощности отложений (см. рис. 4), мы отчетливо видим, что перечисленные особенности, если и оказывают влияние на состав фауны, то лишь второстепенное, а основные изменения систематического состава как аммонитовой фауны, так и фораминифер происходят синхронно или близко к этому.

Существенно отметить еще одну особенность, выявившуюся при корреляции аммонитовых и фораминиферовых зональных шкал.

Пространственная протяженность зональных подразделений, установленных по аммонитам и фораминиферам, соизмерима и выходит за пределы палеобиогеографической провинции, а в ряде случаев и области (в пределах Бореального пояса).

Англия, где расположен стратотип кимериджского яруса, принадлежит к Портландской палеобиогеографической провинции, Поволжье, где находится стратотип волжского яруса, входит в состав Волжской провинции Бореально-Атлантической палеобиогеографической области.

Выше было показано, что мы можем сопоставлять фораминиферовые зоны, контролируя нашу корреляцию аммонитовой зональной шкалой. Аналогичные наблюдения сделаны при сравнении разрезов севера Сибири и Печорского бассейна по фораминиферам.

Таким образом, ареал зонального комплекса выходит за пределы одной провинции.

Сопоставляя стратотипические разрезы кимериджа и волжского яруса, нельзя не обратить внимание на то, что наименование аммонитовых зон в ряде случаев различно. То же самое относится и к фораминиферовым зонам. Несколько различен и видовой состав зональных комплексов, в отдельных случаях отсутствуют виды-индексы. Однако, рассматривая зону как хроностратиграфическое подразделение стандартной шкалы, мы трактуем ее как отрезок геологического времени, соответствующий определенному эволюционному этапу развития фауны (в данном случае двух ее групп). Исходя из этого указанные различия не могут играть решающей роли при корреляции зон, установленных как по аммонитам, так и по фораминиферам. Совпадение границ, соизмеримость объемов и пространственного распространения аммонитовых и фораминиферовых зон позволяют рассматривать их как хроностратиграфические подразделения.

ЛИТЕРАТУРА

Басов В.А., Булынникова С.П., Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. 1975. Развитие фораминифер на рубеже юры и мела. – Вопр. микропалеонтол., вып. 18.

Герасимов П.А., Михайлов Н.П. 1966. Волжский ярус и единая стратиграфическая шкала верхнего отдела юрской системы. – Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Даин Л.Г., Кузнецова К.И. 1976. Фораминиферы стратотипа волжского яруса. – Труды ГИН АН СССР, вып. 290.

Кузнецова К.И. 1965. Позднеюрские бореальные фораминиферы и их развитие на Русской платформе. – Труды ГИН АН СССР, вып. 142.

Кузнецова К.И. 1977. О критериях детальной стратиграфии поздней юры по бентосным фораминиферам. – Вопр. микропалеонтол., вып. 19.

Михайлов Н.П., Густомесов В.А. 1964. Бореальные позднеюрские головоногие. – Труды ГИН АН СССР, вып. 107.

Arkell W.J. 1947. The geology of the country around Weymounth, Swanage, Corfe and Lulworth. – Mem. Geol. Surv. U.K. London.

Arkell W.J. 1956. Jurassic geology of the world. Edinburg, London.

Casey R. 1973. The ammonite succession at the Jurassic-cretaceous boundary in eastern England. – In: The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. J., Spec. Issue, N 5. Liverpool, Seel House Press.

Chatwin C.P. 1960. British regional geology. The Hampshire basin and adjoining areas. London, Her Majesty's Station. Off.

Cope J.C.W., Hallam A., Torrens H.S. and oth 1969. International field Symposium on the British Jurassic. Guide for Dorset and South Somerset. Geol. Dept. Keele Univ.

Ioannides N.S., Stavrinos G.N., Downie C. 1976. Kimmeridgian microplankton from Clavell's Hard, Dorset, England. – Micropaleontology, v. 22, N 4.

Lloyd A. 1959. Arenaceous foraminifera from the rype Kimmeridgian (Upper Jurassic). - Paleontology, v. 1.

Lloyd A. 1962. Polymorphinid, miliolid and rotaliform Foraminifera from the type Kimmeridgian. – Mikropaleontology, v. 88, N3

Townson W.G. 1975. Lithostratigraphy and deposition of the type Portlandian. – J. Geol. Soc., v. 131, pt 6.

Ziegler B. 1962. Die Ammoniten-Gattung Aulacostephanus in Oberjura. – Palaeontographica, Bd 119 A.

Correlation of sonal Subdivisions in Stratotypes of the Volgian and Kimmerdgian Stages

K.I.Kuznetsova

The paper deals with a correlation of zonal subdivisions singled out by means of ammonites and foraminifers in Kimmeridgian stratotypes of England and the Volgian stage near the village of Gorodishche in Povolzhie.

The scope of faunal transformations at the boundaries of some zones, substages and stages is not the same. It has benn found out, however, that the most contrasting changes of faunistic assemblages do not depend on facies, and are proceeding mainly within lithologically uniform piles.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Выпуск 21 Вопросы микропалеонтологии 1978 г.

Ответственный редактор В.В. Меннер

И. С. СУЛЕЙМАНОВ

Экспедиция Министерства геологии СССР

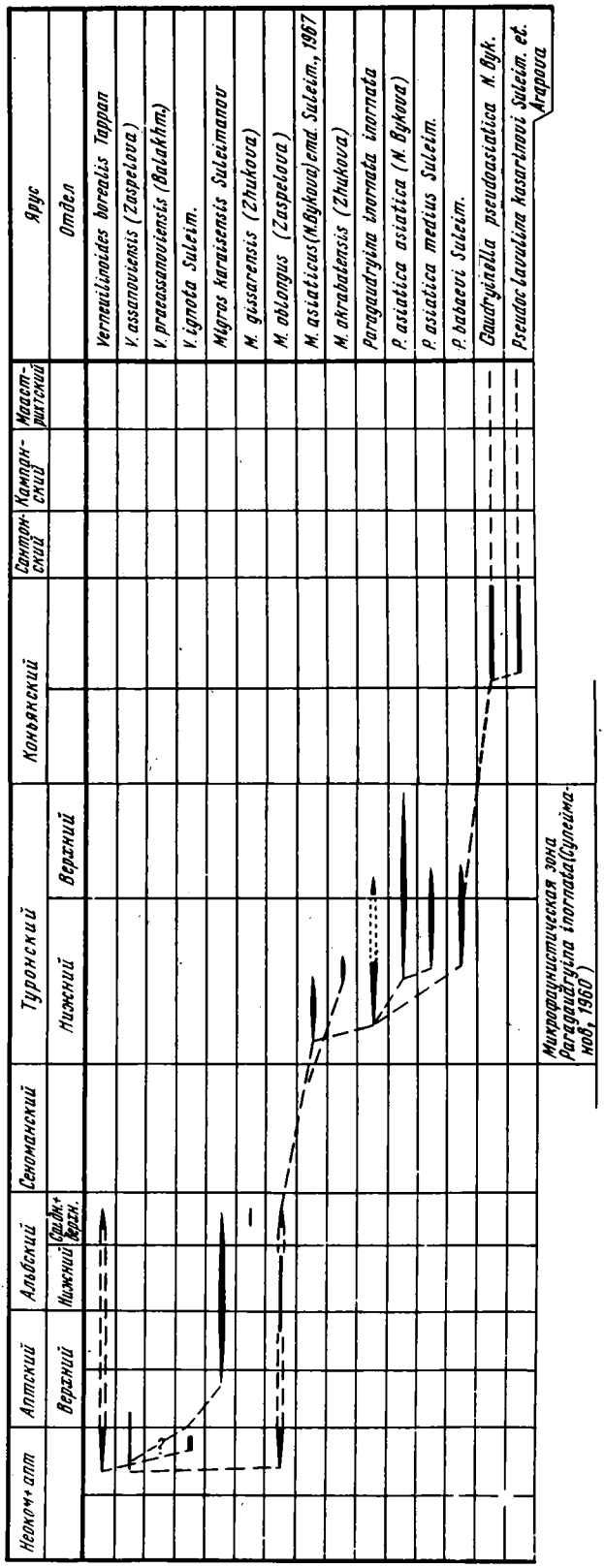
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ СЕМЕЙСТВА VERNEUILINIDAE CUSHMAN, 1927

Вернейлиноидные формы объединяются в семейство Verneuilinidae рядом исследователей (Cushman, 1928; Sigal, 1952; Волошина, 1971; и др.). В работе коллектива авторов нашей страны (Основы палеонтологии, 1959), а также в последнем справочнике американских исследователей (Loeblich, Tappan, 1964) самостоятельность этого семейства оспаривается и входящие в его состав роды в качестве подсемейства включаются в состав семейства Ataxophragmiidae Shwager, 1877. Такого же мнения придерживаются М. Нейманн (Neumann, 1967), В.Т. Балахматова (1972) и др.

Вопрос о положении вернейлиноидных форм в системе фораминифер был рассмотрен И.С. Сулеймановым (1969 и др.). Следуя за Дж. Геллоуеем, Сулейманов считает, что корни семейств Ataxophragmiidae и Verneuilinidae различного происхождения: виды первого семейства произошли от древних трохамминидных форм, а виды второго могли развиваться лишь от древних текстуляриидных форм в результате постепенной специализации на ранних стадиях онтогенеза последних.

В общем плане онтогенетическое развитие представителей семейств Verneuilinidae и Ataxophragmiidae проходило одинаково путем смены стадий морфогенеза, выраженных различным числом камер в обороте раковин, в нисходящем порядке, т.е. по линии олигомеризации, сокращения числа камер в обороте и в направлении упрощения строения скелета на поздних стадиях онтогенеза. При этом смена стадий у ряда видовых групп (родов) проходила последовательно и лишь в редких случаях с акселерацией, выпадением стадий. Для вернейлинид, в отличие от атаксофрагмиид, характерно небольшое число камер по оборотам (не более трех) на начальной стадии онтогенеза и число стадий не более трех. У атаксофрагмиид число камер на начальной стадии большое (5–6) и стадии сменяются многократно. Для вернейлинид специфично трохоидно-рядное расположение камер, а для атаксофрагмиид – трохоидно-спиральное. Темпы эволюции видов этих семейств также различны: вернейлинидам свойственна длительность существования, атаксофрагмииды обычно отличаются кратким возрастным диапазоном. Приведенные данные подтверждают различное происхождение первых представителей этих двух семейств.

Историческое развитие вернейлинид, особенности их морфогенеза, темпов и направлений эволюции являются основными критериями систематики этой группы фораминифер. По нашим представлениям, признак трехрядного расположения камер, специфичный для вернейлинид, вероятно, появляется у текстуляриид вследствие аномального смещения осей навивания камер первого оборота. В результате расшатывания наследственности и становления нового признака фор-



Р и с. 1. Схема филогенетического развития некоторых представителей подсемейства Verneuilinoidinae subfam. nov. **в меловой период (на материале Западного Узбекистана)**

мируются формы с трехрядным расположением камер по всему жизненому циклу. В позднекаменноугольное время известны первые представители рода *Verneuilinoides* Loeblich et Tappan, 1949. По всей вероятности, становлению таких форм способствовали обстановки бассейнов с карбонатно-терригенным осадконакоплением. Согласно литературным данным (Ireland, 195 Ухарская, 1970), представители Verneuilinoides существовали в позднекаменноугольное и позднепермское время без заметного ускорения в развитии, и такое положение, по-видимому, продолжалось до наступления юрского времени. Лишь в раннеюрское время трехрядный тип раковины постепенно преобразуется в более специализированный – ранняя часть с трехкамерными обсротами и поздняя – с двухкамерными. Такой тип раковины, характеризующийся шарообразно-вздутыми камерами, округлой периферией и петлевидно-базальным устьевым отверстием, как известно, свойствен представителям рода *Migros* Finlay, 1939, появившимся в нижнеюрских отложениях ФРГ.

На протяжении почти всего юрского времени фациально-палеогеографические условия, по-видимому, были довольно стабильными, и развитие ветви *Verneuilinoides – Migros* шло в основном по линии видообразования. Лишь в позднеюрское время произошли существенные изменения обстановки обитания, и в развитии вернеилиноидных форм наблюдается довольно резкий скачок. Среди трехрядных форм возникает

высокоспециализированная форма, раковина которой состоит из угловатых камер с плоскими боковыми сторонами и с более острыми ребрами. Появление раковин с особенностями, характерными для рода *Verneuilina* d'Orbigny, знаменует начало нового направления в филогенетическом развитии вернейлинидных форм.

Начиная с раннемелового времени происходит резкое ускорение темпов эволюционного развития вернейлинидных форм, возникают морфологически осложненные разновидности типов строения[1] "3" и "3-2" с различным типом устьев, а также оформляется новый тип строения с трехстадийным строением раковины, характерной для рода *Gaudryinella* ("3-2-1"). Представители новой филогенетической ветви обладают карбонатным и кремнисто-карбонатным составом цемента стенки и особенно развиты в позднемеловое время (рис. 1). В это время среди вернейлинидных бурно развиваются новые морфологические разновидности родового ранга, раковины которых осложнены фистулезными ребрами. Возникновение последних связано с новыми условиями обитания в бассейнах, насыщенных карбонатными солями. На последнее указывают не только карбонатный или кремнисто-карбонатный состав цемента стенки раковин и многочисленные известковые зерна среди агглютинированных частиц, но и преобладание секретирующих форм в комплексах. Таковой ветвью, развившейся преимущественно в позднемеловое время, являются специфические упрощенные формы типа *Spiroplectinata* Cushman, 1927.

Таким образом, три типа строения вернейлиноидных форм, отвечающие трем основным направлениям исторического развития этой группы агглютинирующих фораминифер, возникли и морфологически укрепились в позднекаменноугольное время (*Verneuilinoides*), в позднеюрское время (*Verneuilina*) и в позднем мелу (*Spiroplectina*). Данные исторического развития вернейлинид послужили основанием для выделения трех подсемейств – Verneuilinoidinae Suleimanov, subfam. nova, Verneuilininae Cushman, 1911, и Spiropleotininae Cushman, 1927 (рис. 2).

В предлагаемой классификации вернейлинид весьма существенное место отводится и вещественному составу стенок раковин. По нашим наблюдениям, состав цемента и агглютината стенки раковин вернейлинид находится в прямой зависимости от факторов обстановки обитания и от особенностей секреции организма. Данные по составу цемента необходимо учитывать при анализе филогенетического развития и при уточнении вопросов систематики. К сожалению, в описаниях вернейлинид обычно отмечается лишь агглютинированный характер стенки раковин, но о составе цемента стенки обычно ничего не говорится. Исключение составляет статья П.В. Ботвинника (1972), в которой на основании большого фактического материала конкретизируется значение карбонатно-зернистой структуры стенки раковин представителей родов *Spiroplectinata* и *Spiroplectina* и доказывается правомочность подсемейства Spiroplectininae Cushman, 1927, в составе семейства Verneuilinidae Cushman, 1927, с чем мы вполне согласны.

Учитывая данные А.М. Волошиной (1971) и наших наблюдений (1969 и др.), объем семейства Verneuilinidae автором принимается более узко, чем в предыдущих классификациях. В основу систематики этого семейства нами положены: 1) трохоиднорядное (по три камеры в каждом обороте) расположение камер на начальной стадии онтогенеза, 2) устьевое отверстие, простое, без осложнений (без зуба или пластин) и 3) изменчивый состав цемента стенки, обусловленный особенностями обстановок обитания и секреции организма. Род *Valvulina* d'Orbigny, включенный В.Т. Балахматовой в состав подсемейства Verneuilininae (Балахматова, 1972), нами исключается из состава семейства, ибо он характеризуется устьем, осложненным зубом. Отнесение рода *Belorussiella* к роду *Migros* мы считаем мало обоснованным (Волошина, 1971; Гор-

---

[1] Тип строения обозначается (по Ж. Сигало) числом камер в обороте раковины и числом стадий полиморфных раковин.

бачик, 1971), так как специализация их основных признаков шла разновременно. Род *Migros* Finlay, 1939, будучи предковым, сравнительно примитивнее по строению скелета, характеризуется простым широкопетлевидным устьевым отверстием и очень широким возрастным диапазоном. У рода *Belorussiella* Akimez, 1958, ранняя часть раковины развита слабо, а поздняя более специализированная, с септальным устьем, осложненным слабо выраженным валиком по верхнему краю его. По положению устья на септе этот род можно спутать с родом *Paragaudryina* Suleimanov, 1958. Согласно имеющимся на сегодня данным род *Belorussiella* монотипен, пока слабо изучен и интервал его возрастного распространения узкий. Формы типа Cribrobulimina, включенные В.Т. Балахматовой в состав вернейлинидных форм (Балахматова, 1972, стр. 72) подлежат исключению из состава как семейства Verneuilinidae, так и Ataxophragmiidae. Дело в том, что виды рода *Cribrobulimina* Cushman, 1926, имеют совершенно иной тип строения – у них развитие спирали шло по восходящей линии на протяжении всего жизненного цикла, т.е. по формуле 3–4–5–6 в смене числа камер по оборотам раковины.

С учетом вышеизложенных данных нами предлагается новый вариант классификации семейства Verneuilinidae Cushman, 1927, отчасти упрощенной и в составе трех подсемейств. Данный вариант не претендует на совершенство, так как изученность рассматриваемой группы агглютинирующих фораминифер нельзя считать достаточной.

ОТРЯД TEXTULARIIDA

НАДСЕМЕЙСТВО TEXTULARIIDEA EHRENBERG, 1846
(pro fam. Textularina Ehrenberg, 1846, стр. 200)

СЕМЕЙСТВО VERNEUILINIDAE CUSHMAN, 1927
(nom. transl. Woloschyna, 1971, стр. 28)

Раковина на ранней стадии всегда трехрядная, на поздней – трехрядная, двухрядная и однорядная. Камеры у примитивных форм вздутые, а у специализированных – угловатые, с плоскими боковыми сторонами. Устье у одних простое, базальное (щелевидное, овальное до широкопетлевидного), у других септальное или осложненносептальное (округлое отверстие с валиком или на конце трубчатого отростка). Верхний карбон – ныне.

ПОДСЕМЕЙСТВО VERNEUILINOIDINAE SULEIMANOV, SUBFAM. NOVA

Раковина целиком или только на ранней стадии трехрядная, у некоторых родов трехрядная часть сменяется двухрядной, развиваясь последовательно или акселеративно, т.е. с выпадением двухрядной стадии. Камеры простые, шарообразно вздутые, периферия раковин округлая. Швы глубокие. Стенка агглютинированная, цементирующий материал преимущественно кремнисто-железистого состава. Устье – простое базальное отверстие (арковидное, петлевидное) и септальное, не орнаментированное. Верхний карбон – ныне.

Родовой состав: *Verneuilinoides* Loeblich et Tappan, 1949; *Flourensina* Marie, 1938; *Paragaudryina* Suleimanov, 1958; *Belorussiella* Akimez, 1958; *Migros* Finlay, 1939; *Rudigaudryina* Cushman et McCulloch, 1939; *Gaudryinella* Plummer, 1931; *Pseudoclavulina* Cushman, 1936; *Uvigerinammina* Mayzon, 1943.

Изученные нами из меловых отложений остатки вернейлинидных форм, относящихся к подсемейству Verneuilinoidinae Suleimanov, subfam. nov., характеризуются агглютинированной стенкой, в большинстве случаев сцементированной кремнисто-железистым веществом секреционного происхождения. Эти формы, по-видимому, были стенобионтными организмами, ибо их остатки наблюдаются в основном в алевропелитовых, реже пелалевритовых разностях ритма.

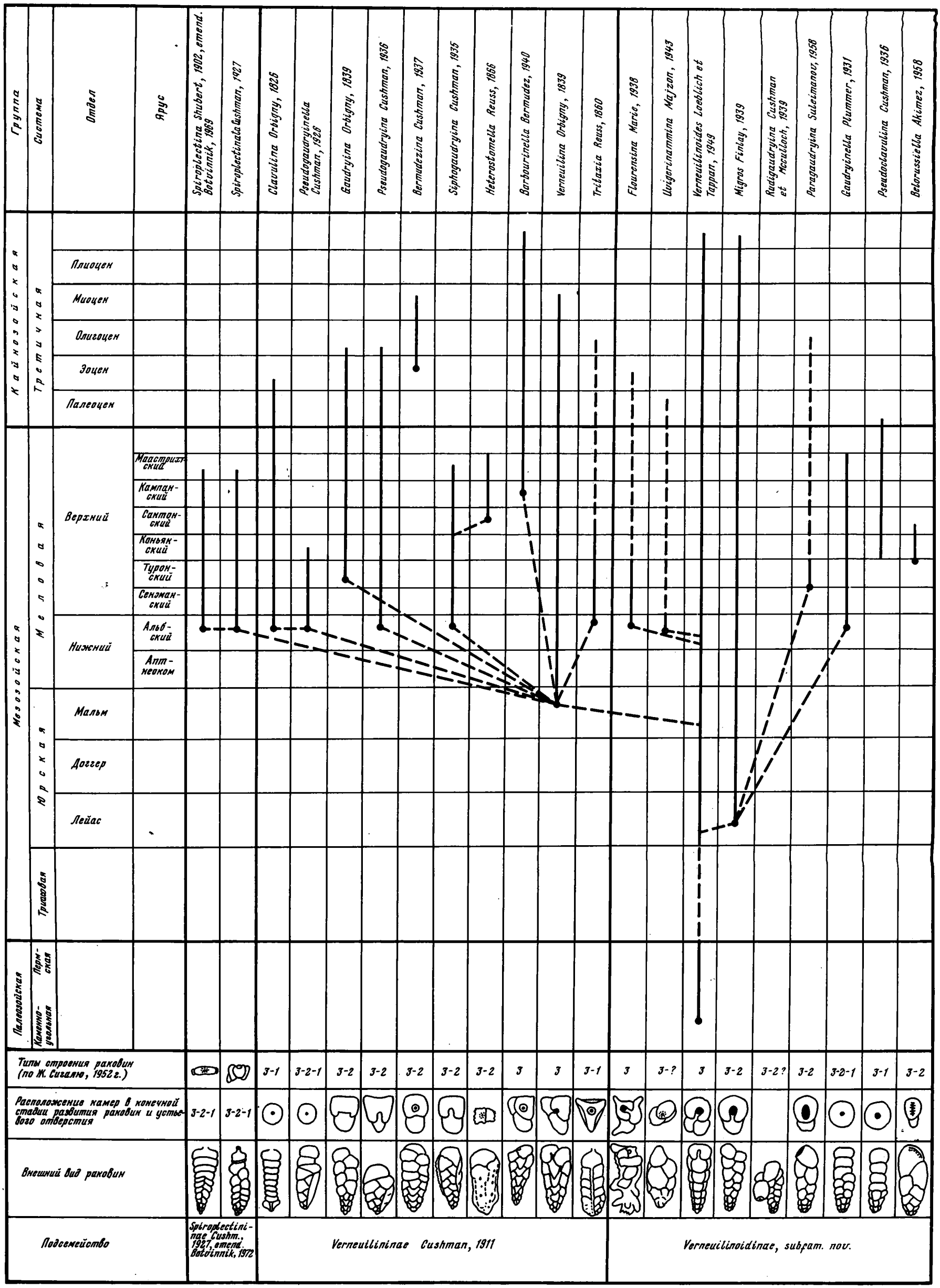


Рис. 2. Схема филогенетических взаимоотношений родов семейства Verneuilinidae Cushman, 1927

Зак. 934.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Выпуск 21 Вопросы микропалеонтологии 1978
Ответственный редактор В.В. Меннер

В. А. КРАШЕНИННИКОВ
Геологический институт Академии наук СССР

ЗНАЧЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ РАЗРАБОТКИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ (ТИХИЙ И АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАНЫ)

Предлагаемая статья является продолжением нашей работы о стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Индийского океана, опубликованной в "Вопросах микропалеонтологии", № 19 (1977 г.). Она построена в том же композиционном плане, концентрируя внимание на трех важных научных проблемах:

1) зональная шкала меловых и кайнозойских отложений Тихого и Атлантического океанов по планктонным фораминиферам;

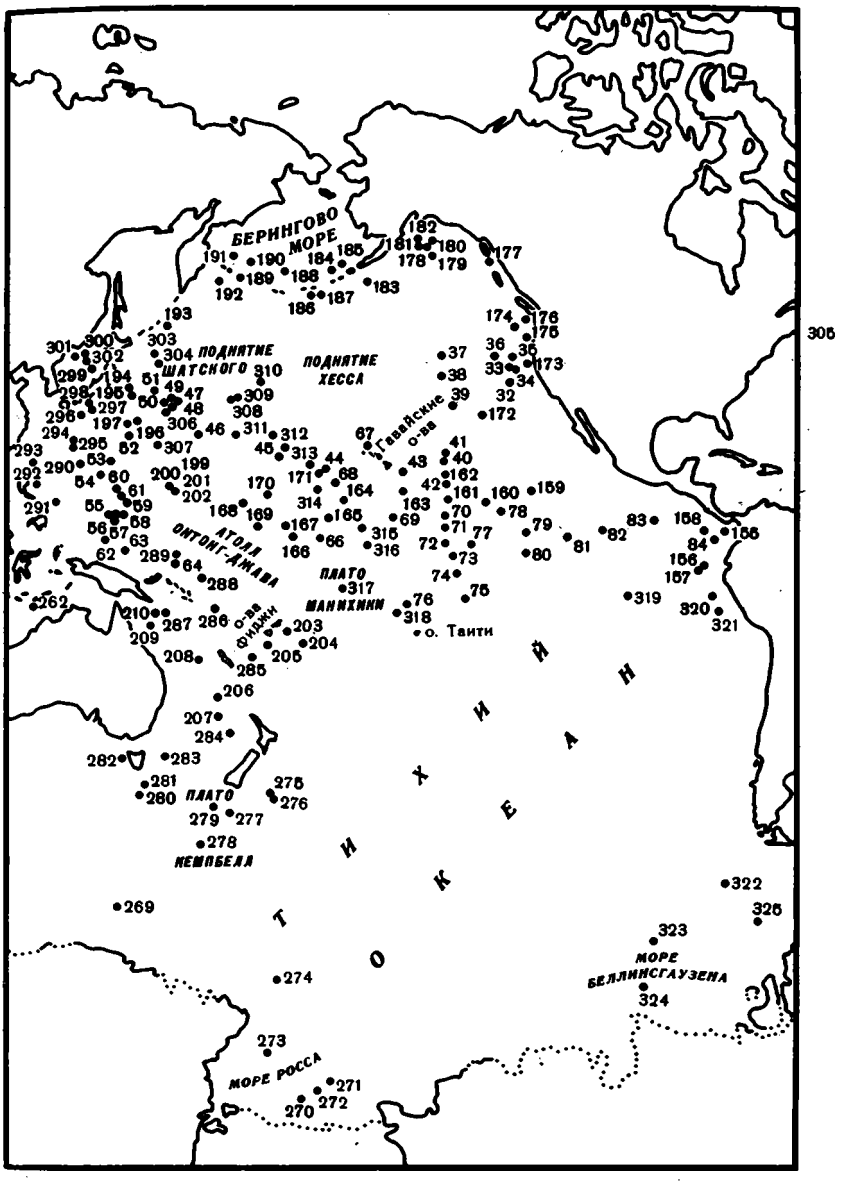
2) региональная стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений этих океанических бассейнов;

3) строение чехла осадочных пород в Тихом и Атлантическом океанах – соотношение осадков с базальтовым фундаментом, размещение пород различного возраста, размещение фаций во времени и пространстве и т.д. Эти данные позволяют в дальнейшем уяснить ход геологического развития океанов на протяжении мезозойского и кайнозойского времени и подойти к вопросу тектонического происхождения их впадин.

В Тихом океане корабль "Гломар Челленджер" совершил 19 рейсов (5-9, 16-21, 28-35), пробурив 166 скважин. Конечно, это ничтожно мало для гигантской акватории океана. Тем не менее скважины принесли огромную информацию, вызвав качественный скачок в наших знаниях о геологическом строении этой области земного шара.

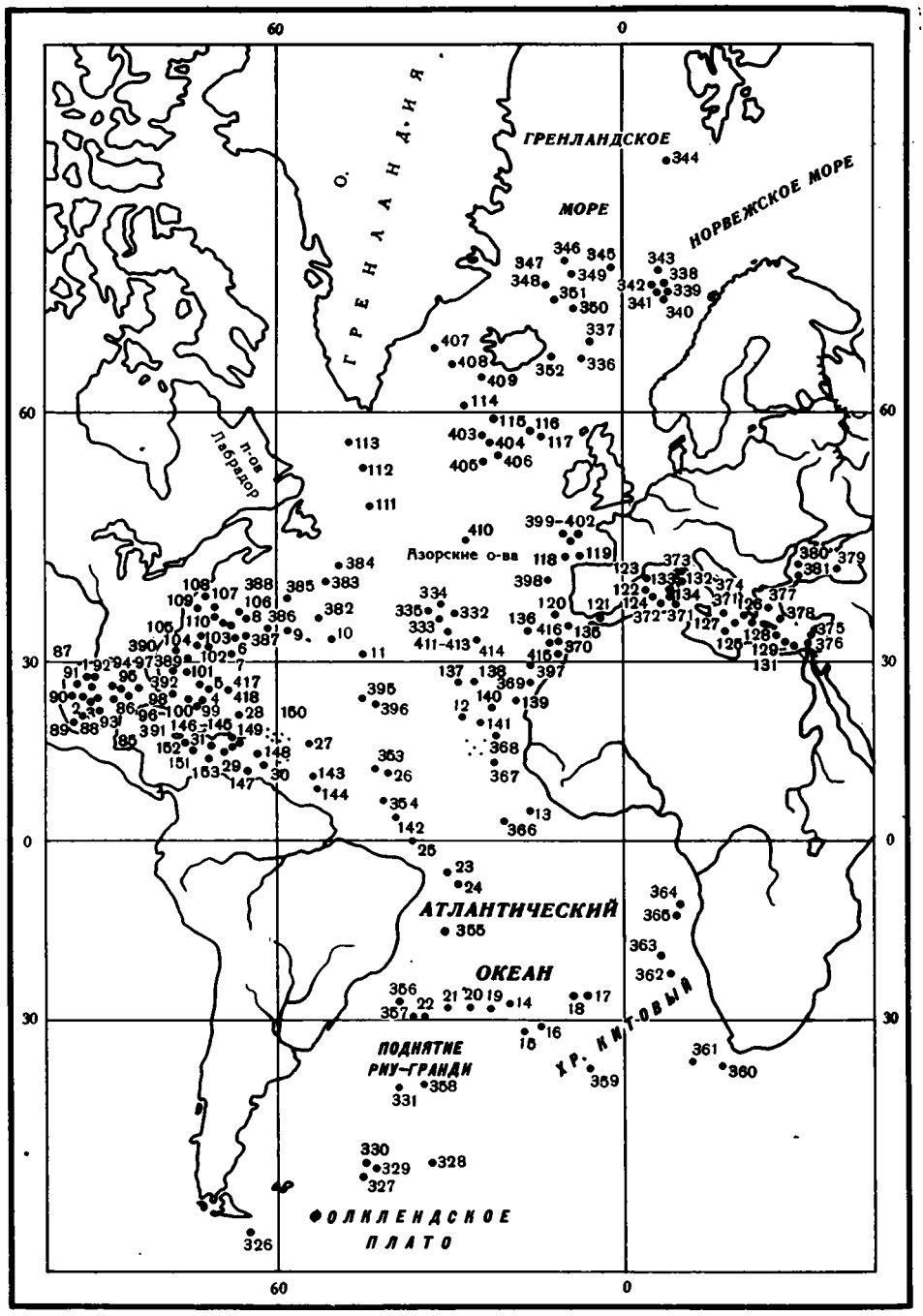
В пределах Тихого океана скважины расположены неравномерно. Основная их масса тяготеет к тропическому и субтропическому поясу между 16° ю.ш. и 36° с.ш. (рис. 1). Самые южные скважины находятся у побережья и ледового припая Антарктиды (море Росса, море Беллинсгаузена, 77-65° ю.ш.), самые северные – в южной части Берингова моря и вдоль дуги Алеутских островов (58-55° с.ш.). Очень мало скважин в юго-восточном секторе океана, в его северной части (к югу от Алеутских островов) и в некоторой степени – вдоль побережья Америки. Гораздо больше скважин вдоль западной периферии Тихого океана, где они также приурочены к краевым морям Юго-Восточной Азии (Японское, Филиппинское), к Тасмановому и Коралловому морям, омывающим на западе континент Австралии и отграниченных на востоке от океана системой глубоководных желобов.

Глубоководное бурение с корабля "Гломар Челленджер" началось в Атлантическом океане. В пределах акватории океана и окружающих его краевых морей (Карибское море, Мексиканский залив) и внутренних Средиземного и Черного морей судно совершило 28 рейсов (1-4, 10-15, 36-52), пробурив 194 скважины (к маю 1977 г.). Это составляет почти половину от их общего количест-



Р и с. 1. Расположение скважин, пробуренных в Тихом океане с корабля "Гломар Челленджер"

ва в океанах (418 по Проекту глубоководного бурения). Хотя скважины расположены также неравномерно, они приурочены к различным областям Атлантического океана (рис. 2). В широтном направлении бурением охвачены: арктические районы Гренландского и Норвежского морей; бореальные районы к востоку от Лабрадора на широте южного окончания Гренландии и северной Англии; тропические и субтропические районы в полосе между 40° с.ш. и 30° ю.ш.; умеренная область Южной Атлантики на широте южной Аргентины (Фолклендское плато). Серия скважин протягивается вдоль континентального склона Американского континента от полуострова Лабрадор до южной Бразилии и вдоль континентов Европы и Африки от северной Норвегии до Кейптауна. В то же время бурение проводилось и во внутренних районах Атлантики, вдоль Срединно-Атлантического хребта - на хребте Рейкьянес южнее Исландии, западнее и юго-западнее Азорских островов, на широте поднятия Риу-Гранди в Южной Ат-



Р и с. 2. Расположение скважин, пробуренных в Атлантическом океане с корабля "Гломар Челленджер"

лантике. Относительно густо расположены скважины в Карибском море, Мексиканском заливе и Средиземном море. Все эти скважины позволяют составить достаточно полное представление о стратиграфии осадочного чехла Атлантического океана.

При написании данной статьи использованы материалы различного рода.

В Тихом океане автор принимал участие в рейсах 6 (Гонолулу-Гуам, США, 1969 г.) и 20 (Йокогама, Япония - Сува, Фиджи, 1971 г.) "Гломар Челленд

жера". В ходе этих рейсов был вскрыт практически в полном объеме весь разрез осадочного чехла, причем в различных фациях. К моменту написания статьи из печати вышли тома всех рейсов "Гломар Челленджера" в Тихом океане, что позволило учесть основные результаты стратиграфических исследований в этой обширной области Мирового океана.

В Атлантическом океане автор участвовал в рейсе 41 корабля "Гломар Челленджер" (Абиджан, Берег Слоновой Кости - Малага, Испания, 1975 г.), вскрывшем отложения от верхнеюрских до современных. Кроме того, нами изучалась микрофауна мезозоя и кайнозоя из рейсов 37 (материал Л.В. Дмитриева), 38 (материал Г.Б. Удинцева), 39 (материал Ю.П. Непрочнова), 45 (материал Б.П. Золотарева) и 46 (материал Л.В. Дмитриева), проходивших в Северной и Южной Атлантике. Однако к маю 1977 г. опубликованы лишь тома рейсов 1-4, 10-15, 36-38. В силу сказанного стратиграфия осадочного чехла Атлантического океана может быть изложена с меньшими подробностями, ибо для некоторых рейсов (40, 42-44, 47-53) существуют только краткие информационные данные, появившиеся главным образом в журнале "Геотаймс".

Автор считает своим долгом выразить глубокую благодарность Л.В. Дмитриеву, Г.Б. Удинцеву, Ю.П. Непрочнову и Б.П. Золотареву за предоставление образцов осадков мезозоя и кайнозоя, что значительно расширило наши знания о стратиграфии и микрофауне Атлантического океана. Результаты стратиграфических исследований рейсов 6, 20 и 41 в определенной мере нужно расценивать коллективным трудом, и мы признательны своим коллегам-микропалеонтологам за дух дружбы и научного сотрудничества - Д. Бакри, С. Клинг, Р.Дуглас, Х. Формен, Д. Джонсон (США), Х. Гекель (Австралия), Р. Хоскинс (Н.Зеландия), У. Пфлауманн, П. Чепек (ФРГ). Советско-американское сотрудничество по изучению геологии океанов с помощью корабля "Гломар Челленджер" осуществляется в рамках Проекта глубоководного бурения (США), и особую благодарность мы выражаем руководству этого Проекта - проф. У. Ниренбергу, директору Скриппсовского океанографического института, д-ру М. Питерсону, руководителю Проекта, д-ру Т. Эдгару, бывшему главному ученому Проекта, д-ру Д. Муру, главному ученому Проекта, д-ру У. Риделу, куратору стратиграфических и палеонтологических исследований.

ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИХОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Тома, посвященные рейсам "Гломар Челленджера" в Тихом и Атлантическом океанах, содержат колоссальный фактический материал по стратиграфии и микропалеонтологии мезозойских и кайнозойских отложений.

По исследованиям в Тихом океане опубликованы тома рейсов: 5 (McManus, Burns et al., 1970), 6 (Fischer, Heezen, Krasheninnikov et al., 1971), 7 (Winterer, Riedel et al., 1971), 8 (Tracey, Sutton et al., 1971), 9 (Hays, Cook et al., 1972), 16 (van Andel, Heath et al., 1973), 17 (Winterer, J. Ewing et al., 1973), 18 (Kulm, von Huene et al., 1973), 19 (Creager, Scholl et al., 1973), 20 (Heezen, MacGregor, Krasheninnikov et al., 1973), 21 (Burns, Andrews et al., 1973), 28 (Hayes, Frakes et al., 1975), 29 (Kennett, Houtz et al., 1975), 30 (Andrews, Packham et al., 1975), 31 (Karig, Ingle et al., 1975), 32 (Larson, Moberly et al., 1975), 33 (Schlanger, Jackson et al., 1976), 34 (Yeath, Hart et al., 1976), 35 (Hollister, Craddock et al., 1976).

Соответственно по исследованиям "Гломар Челленджера" в Атлантическом океане из печати вышли тома рейсов: 1 (M. Ewing, Worzel et al., 1969), 2 (Peterson, Edgar et al., 1970), 3 (Maxwell, von Herzen et al., 1970), 4 (Bader, Gerard et al., 1970), 10 (Worzel, Bryant et al., 1973), 11 (J. Ewing, Hollister et al., 1972), 12 (Laughton, Berggren et al., 1972), 13 (Ryan, Hsü et al., 1973), 14 (Hayes, Pimm et al., 1972), 15 (Edgar, Saunders et al., 1973), 36 (Barker, Dalziel et al., 1976), 37 (Aumento, Melson et al., 1977), 38 (Talwani, Udintsev et al., 1976), 41 (Lancelot, Seibold et al., 1977).

Фактический материал этих томов не оставляет тени сомнения, что палеонтологической основой зональных стратиграфических шкал мезозоя и кайнозоя Тихого и Атлантического океанов являются различные группы планктона с известковым и кремневым скелетом – планктонные фораминиферы, наннопланктон, радиолярии, диатомовые, силикофлягелляты и кальцисферулиды.

В предлагаемой статье рассматривается лишь зональная стратиграфия по планктонным фораминиферам, а о зональных шкалах по другим группам микрофауны и микрофлоры даются самые общие сведения.

Характеристика зональных шкал и комплексов планктонных фораминифер приведена при списании скважин в указанных выше томах Проекта глубоководного бурения. Эти же тома включают серию исследований, посвященных планктонным фораминиферам мезозоя и кайнозоя Тихого океана (Ollson, Goll, 1970; Krasheninnikov, 1971; Bukry, Douglas, Kling, Krasheninnikov, 1971; Blow, 1971; Douglas, 1971, 1973a; Bronnimann, Resig, 1971; Beckmann, 1971; Jenkins, Orr, 1972; Kaneps, 1973, 1975; Pessagno, Longoria, 1973a, b; Ingle, 1973a, b, 1975; Echols, 1973; Krasheninnikov, Hoskins, 1973; Foreman, Hekel, Hoskins, Krasheninnikov, 1973; Webb, 1973; Kennett, 1973, 1975; Jenkins, 1975; Kennett, Vella, 1975; Michael, 1975; Ujiie, 1975; Luterbacher, 1975a, b; Caron, 1975; Toumarkine, 1975; Fleisher, 1975; Vincent, 1975; McNulty, 1976; Quilty, 1976; Rögl, 1976a) и Атлантического океана (Berggren, Pessagno, Bukry, 1969; Bolli, 1970; Blow, 1970; McNeely, 1973; Smith, Beard, 1973; Smith, McNeely, 1973; Caron, 1972; Luterbacher, 1972a, b; Poag, 1972; Berggren, 1972; Cita, 1973a, b; Beckmann, 1972; Bolli, Premoli Silva, 1973; Premoli Silva, Bolli, 1973; Pessagno, Longoria, 1973c; Rögl, Bolli, 1973; Pflaumann, Krasheninnikov, 1978a, b; Krasheninnikov, Pflaumann, 1978a, b; Tjalsma, 1976; Sliter, 1976; Miles, 1977).

Обширные материалы по стратиграфии меловых и кайнозойских отложений Тихого и Атлантического океанов свидетельствуют об идентичности фауны планктонных фораминифер двух крупнейших акваторий земного шара; различия между комплексами фораминифер из одновозрастных отложений Тихого и Атлантического океанов носят несущественный, второстепенный характер.

На этом основании для расчленения меловых и кайнозойских отложений Тихого и Атлантического океанов может быть использована (и фактически применяется) единая зональная стратиграфическая шкала. Правда, по планктонным фораминиферам формально имеется несколько зональных шкал, но они чрезвычайно близки между собой, подчас отличаясь лишь номинально (названиями зон). Сопоставление этих шкал не вызывает особых затруднений, чему способствует большое количество таблиц с изображениями фораминифер в упомянутых выше работах и таблицы вертикального распространения видов. Зональная шкала по планктонным фораминиферам успешно применяется в тропической, субтропической и отчасти умеренной областях. С переходом к умеренной, бореальной и нотальной областям стратиграфическое значение планктонных фораминифер падает, создаются местные, менее детальные зональные шкалы. Примером последних служит новозеландская шкала кайнозоя (рейсы 21, 29, 30). Некоторые ее подразделения находят точные аналоги в шкале кайнозоя тропической и субтропической областей, корреляция других единиц требует дополнительных исследований.

В типичном своем выражении зональная шкала мела и кайнозоя тропической, субтропической и отчасти умеренной областей Тихого и Атлантического океанов выглядит следующим образом.

НИЖНИЙ И ВЕРХНИЙ МЕЛ

В отложениях титона и неокома Тихого океана планктонные фораминиферы отсутствуют и расчленение осадков этого возраста осуществляется с помощью наннопланктона и бентосных фораминифер (табл. 1).

Планктонные фораминиферы впервые установлены в аптском ярусе (слои с *Globigerinelloides ferreolensis*), который характеризуется *Globigerinelloides*

Таблица 1

Зональная шкала меловых отложений Тихого океана по планктонным фораминиферам

Отдел	Ярус	Зона	Скважины	
Верхний мел	Маастрихтский	Abathomphalus mayaroensis	47, 48, 165, 167, 171, 199, 208, 305,	163 170 192 207 310 317 323
		Globotruncana gansseri	47, 48, 167, 171, 288, 289, 305, 313, 315, 316,	
		Rugotruncana subcircumnodifer (Globotruncana tricarinata)	163, 167, 171, 288, 305, 313	
	Кампанский	Globotruncana calcarata	167, 171, 288, 289, 305, 313, 315, 316	170 310 317
		Globotruncana elevata (Globotruncana stuartiformis)	163, 165, 167, 288, 305, 313, 315, 316	
	Сантонский	Globotruncana fornicata	—	51, 288, 315, 317
		Globotruncana concavata	171, 305, 310	
	Коньякский	Globotruncana renzi (Globotruncana schneegansi)	51, 171, 288, 305, 310	
	Туронский	Praeglobotruncana helvetica	51, 171, 288, 305, 310	
	Сеноманский	Rotalipora cushmani	45, 51, 169, 288, 305, 310,	166 170 171 303
		Rotalipora evoluta		
		Rotalipora apenninica	288, 305, 306, 310	166, 167, 169, 170, 288, 307, 317
Нижний мел	Альбский	Слои с Ticinella roberti и Hedbergella trocoidea	305, 306, 51	
	Аптский	Слои с Globigerinelloides ferreolensis, G. algerianus, Leupoldina cabri	166, 167, 288, 289, 303, 304, 305, 306, 307, 317	
	Баррем		49, 50, 164, 166, 167, 195, 196, 198, 303, 304, 305, 306, 307, 317	
	Готерив			
	Валанжин			
	Берриас			
Верхняя юра	Титонский		167, 306	

ferreolensis (Moullade), *G. barri* (Bolli, Loebl. et Tapp.), *G. gottisi* (Chevalier), *Hedbergella aptica* (Agalar.), *H. globigerinellinoides* (Subbotina), *H. gorbatschikae* Longoria, *H. sigali* Moullade, *Leupoldina pustulans* (Bolli). Плато Манихики (скв. 317), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288, 289), поднятие Магеллана (скв. 167), абиссальная равнина к югу от этого поднятия (скв. 166), поднятие Шатского (скв. 305, 306), абиссальные равнины севернее (скв. 303, 304) и южнее (скв. 307) этого поднятия.

Отсутствие полных разрезов альба с разнообразными планктонными фораминиферами препятствует его зональному расчленению. Выделяется собственно альб с *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *H. delrioensis* (Carsey), *H. planispira* (Tappan), *H. brittonensis* Loebl. et Tapp., *H. portsdownensis* (Will.-Mitch.), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *G. eaglefordensis* (Moreman), *Ticinella primula* Luterb., *T. raynaudi* Sigal и самая верхняя часть альба, переходная к сеноману (зона Rotalipora apenninica), – *Rotalipora apenninica* (Renz), *Schackoina cenomana* (Schacko), *Ticinella primula* Luterb., *Praeglobotruncana* sp., *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. amabilis* Loebl. et Tapp., *H. delrioensis* (Carsey), *H. brittonensis* Loebl. et Tapp., *Globigerinelloides eaglefordensis* (Moreman), *G. bentonensis* (Morrow). Собственно альб (слои с *Ticinella roberti* и *Hedbergella trocoidea*) встречен на поднятии Шатского (скв. 305, 306); зона Rotalipora apenninica – на поднятиях Шатского (скв. 305, 306), Хесса (скв. 310) и Онтонг-Джава (скв. 288). Отложения нерасчлененного альба установлены и в других районах Тихого океана – плато Манихики (скв. 317), Центрально-Тихоокеанская впадина (скв. 166, 170), поднятие Магеллана (скв. 167), восточнее Маршалловых островов (скв. 169), абиссальная равнина к югу от поднятия Шатского (скв. 307).

В Атлантическом океане осадки верхней юры (оксфорд, кимеридж, титон) и нижней части нижнего мела (берриас, валанжин) также лишены планктонных фораминифер. Для определения возраста используются наннопланктон, динофлагелляты и бентосные фораминиферы. Близкая картина наблюдается в готериве и барреме, но в некоторых скважинах осадки этого возраста уже характеризуются довольно богатыми ассоциациями планктонных фораминифер.

Самые древние слои с планктонными фораминиферами относятся к готериву (табл. 2), где развиты *Caucasella hoterivica* (Subb.), *Gubkinella graysonensis* (Tappan), *Hedbergella occulta* Long., *H. sigali* Moull., *H. semielongata* Long., *H. planispira* (Tappan), *H. delrioensis* (Carsey), *Globigerinelloides gottisi* (Cheval.), *G. aptiense* Long. Марокканская впадина (скв. 370).

Близкие комплексы планктонных фораминифер свойственны баррему. К перечисленным видам добавляются *Globigerinelloides ultramicrus* (Subb.), *Hedbergella gorbatschikae* Long., *H. globigerinellinoides* (Subb.). Марокканская впадина (скв. 370).

В карбонатных осадках аптского яруса планктонные фораминиферы становятся постоянным компонентом, что позволяет в ряде случаев переходить к зональному подразделению:

зона Globigerinelloides maridalensis – Globigerinelloides gottisi, где зональные виды сопровождаются *G. blowi* (Bolli), *Hedbergella similis* Long., *H. infracretacea* (Glaessn.) и переходящими из осадков баррема и готерива *Hedbergella occulta* Long., *H. sigali* Moull., *H. semielongata* Long., *H. planispira* (Tappan), *H. delrioensis* (Carsey), *H. gorbatschikae* Long., *H. globigerinellinoides* (Subb.), *Caucasella hoterivica* (Subb.), *Globigerinelloides aptiense* Long., *G. ultramicrus* (Subb.), *Loeblichella* aff. *convexa* Long., *Gubkinella graysonensis* (Tappan). Впадина Кейпа, или Капская впадина (скв. 361), континентальный склон у Испанской Сахары (скв. 369), Китовый хребет (скв. 363);

зона Leupoldina cabri, определяющаяся появлением индекс-вида, *Hedbergella maslakovae* Long., *Globigerinelloides ferreolensis* (Moull.). Северный склон Китового хребта (скв. 363), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369);

зона Globigerinelloides algerianus, где развит зональный вид. Ангольская впадина (скв. 364);

Таблица 2

Зональная шкала меловых отложений Атлантического океана по планктонным фораминиферам

Отдел	Ярус	Зона	Скважины	
Верхний мел	Маастрихтский	Abathomphalus mayaroensis	10, 13, 20, 21, 111, 146, 152, 357, 363, 369, 384	327 354 355 358 361 364 385 386 387 391 398 400 401
		Globotruncana gansseri	21, 111, 135, 146, 152, 153, 356, 357, 366, 369, 384, 390	
		Rugotruncana subcircumnodifer (Globotruncana tricarinata)	4, 10, 13, 21, 135, 146, 152, 153, 356, 357, 363, 382, 384, 390	
	Кампанский	Globotruncana calcarata	4, 10, 13, 21, 98, 146, 152, 357, 390, 392	24, 138, 327, 355, 358, 363, 364, 387, 398, 401
		Globotruncana elevata (Globotruncana stuartiformis)	4, 9, 10, 13, 21, 95, 98, 146, 152, 356, 357, 369, 382	
	Сантонский	Globotruncana fornicata	95, 144, 146, 151, 357, 364	
		Globotruncana concavata	4, 5, 95, 144, 146, 150, 151, 153, 356, 357	
	Коньякский	Globotruncana renzi (Globotruncana schneegansi)	144, 146, 150, 153, 357, 364	5, 136, 356, 385
	Туронский	Praeglobotruncana helvetica	4, 5, 356	
	Сеноманский	Rotalipora cushmani	386, 137	105, 327, 398, 401, 415, 418
		Rotalipora evoluta	4, 5, 97, 137, 143	
		Rotalipora apenninica	4, 97, 101, 105, 111, 367, 369, 370, 386	
Нижний мел	Альбский	Rotalipora ticinensis	137, 369, 370, 386, 400	5, 94, 95, 105, 111, 120, 143, 330, 356, 367, 368, 391, 398, 400, 401, 402, 415, 416, 418
		Ticinella breggiensis	364, 369, 386	
		Ticinella primula	364, 369, 370, 386, 392, 400	
		Ticinella bejaouaensis	363, 364, 369, 400, 402	
	Аптский	Hedbergella trocoidea	392, 369	101, 105, 120, 135, 136, 367, 370, 384, 391, 398, 400, 402, 416, 417, 418
		Globigerinelloides algerianus	364	
		Leupoldina cabri	363, 369	
		Globigerinelloides maridalensis — G. gottisi	361, 363, 369	
	Барремский	Слои с Hedbergella globigerinellinoides, H. simplex и Globigerinelloides ultramicrus	101, 105, 120, 370, 387, 392, 398, 416	
	Готеривский	Слои с Caucasella hoterivica, Gubkinella graysonensis и Hedbergella occulta	4, 5, 99, 105, 370, 387, 397, 398, 416	
	Валанжинский		4, 5, 105, 370, 387, 416	
	Берриасский		387, 391, 401, 416	
Верхняя юра	Титонский		2, 4, 5, 99, 105, 367, 391, 401, 416	
	Кимериджский		401, 416	99, 100, 105, 367
	Оксфордский		100, 330	

зона Hedbergella trocoidea с *H. trocoidea* (Gand.), *Clavihedbergella subdigitata* (Carman). Из подстилающих отложений в эту зону не переходят *Hedbergella occulta* Long., *H. sigali* Moull., *H. semielongata* Long., *H. similis* Long., *Caucasella hoterivica* (Subb.), *Globigerinelloides gottisi* (Cheval.) и ряд других видов. Континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), плато Блейк (скв. 392);

зона Ticinella bejaouaensis, представляющая собой слои, переходные от апта к альбу (клансейский горизонт). Помимо индекс-вида здесь появляются *Ticinella transitoria* Long., *T. roberti* (Gand.), *Hedbergella labocaensis* Long., а *Globigerinelloides blowi* (Bolli), *G. aptiense* Long., *Hedbergella maslakovae* Long. исчезают. Северный склон Китового хребта (скв. 363), Ангольская впадина (скв. 364); континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369).

Отложения альбского яруса Атлантического океана характеризуются богатыми комплексами планктонных фораминифер. Альб подразделяется на несколько зон:

зона Ticinella primula с *T. primula* Luterb., *T. roberti* (Gand.), *T. bejaouaensis* Sigal., *Globigerinelloides gyroidinaeformis* Moull., *G. ultramicrus* (Subb.), *G. feoleensis* (Moull.), *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. delrioensis* (Carsey), *H. globigerinellinoides* (Subb.), *H. infracretacea* (Glaessn.), *H. trocoidea* (Gand.), *H. simplex* (Morrow), *Clavihedbergella subdigitata* (Carman). Ангольская впадина (скв. 364), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Марокканская впадина (скв. 370), Бермудское поднятие (скв. 386), плато Блейк (скв. 392);

зона Ticinella breggiensis, где получают развитие *T. breggiensis* (Gand.), *T. praeticinensis* Sigal, *T. raynaudi* Sigal, *Praeglobotruncana delrioensis* (Plumm.), *Hedbergella simplicissima* (Magne et Sigal). Ангольская впадина (скв. 364), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Бермудское поднятие (скв. 386);

зона Rotalipora ticinensis с *R. ticinensis* (Gand.), *R. subticinensis* (Gand.), *Glavihedbergella moremani* (Cushm.), *Schackoina cenomana* (Schacko), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *G. caseyi* (Bolli, Loebl. et Tapp.). В 1000 км западнее мыса Бланк (скв. 137), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Марокканская впадина (скв. 370), Бермудское поднятие (скв. 386);

зона Rotalipora apenninica, нижняя граница которой фиксируется появлением *R. apenninica* (Renz), *Hedbergella amabilis* Loebl. et Tapp., *H. brittonensis* Loebl. et Tapp., *Planomalina buxtorfi* (Gand.). Район между абиссальной равниной Гаттераса и Багамской банкой (скв. 4), район между карбонатными платформами Флориды и Кампече (скв. 97), Внешний хребет на плато Блейк (скв. 101), подножие континентального склона юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 105), Нью-Фаундлендская банка (скв. 111), впадина Островов Зеленого Мыса (скв. 367), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Марокканская впадина (скв. 370), Бермудское поднятие (скв. 386).

Нерасчлененные отложения альба установлены во многих районах Атлантического океана: абиссальная равнина Гаттераса (скв. 5), Мексиканский залив (скв. 94, 95), банка Горринг (скв. 120), поднятие Демерара (скв. 143), Фолклендское плато (скв. 330), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 368), впадина Блейк-Багама (скв. 391), южнее банки Галисия (скв. 398), Бискайский залив (скв. 400, 401, 402), континентальный склон у Марокко (скв. 415), Марокканская впадина (скв. 416), Бермудское поднятие (скв. 418).

Зональная шкала аптского и альбского ярусов требует дальнейшего совершенствования. Особенно тщательного изучения заслуживают планктонные фораминиферы готерива и баррема.

Отложения верхнего мела вскрыты в Тихом и Атлантическом океанах достаточно большим количеством скважин и для их расчленения практически используется единая зональная шкала.

Во многих работах по стратиграфии верхнемеловых отложений Тихого и Атлантического океанов зона Rotalipora apenninica помещается в основание сеноманского яруса. Микропалеонтологическая ее характеристика дана ранее.

Вышележащие осадки сеномана подразделяются на зону (подзону) Rotalipora evoluta и зону (подзону) Rotalipora cushmani.

Зона Rotalipora evoluta характеризуется *R. evoluta* (Sigal), *R. greenhornensis* (Morrow), *R. brotzeni* (Sigal), *R. gandolfi* Luterb. et Premoli Silva, *R. apenninica* (Renz), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plumm.), *Schackoina cenomana* (Schacko), *Globigerinelloides eaglefordensis* (Moreman), *G. caseyi* (Bolli, Loebl. et Tapp.), *Hedbergella amabilis* Loebl. et Tapp., *H. planispira* (Tappan), *H. delrioensis* (Carsey), *H. portsdownensis* (Mitch.-Will.), *H. brittonensis* Loebl. et Tapp., *Clavihedbergella moremani* (Cushm.), *Heterohelix washitensis* (Tapp.); в нижней части зоны продолжает встречаться *Planomalina buxtorfi* (Gand.). Тихий океан: абиссальная равнина северо-западнее поднятия Шатского (скв. 51), абиссальная равнина восточнее Маршалловых островов (скв. 169), поднятия Шатского (скв. 305), Хесса (скв. 310), Онтонг-Джава (скв. 288); Атлантический океан: восточнее Багамского плато (скв. 4,5), Мексиканский залив (скв. 97), поднятие Демерара (скв. 143), западнее мыса Бланк (скв. 137).

Зона Rotalipora cushmani отличается главным образом развитием *R. cushmani* (Morrow). Тихий океан: абиссальная равнина южнее о. Мидуэй (скв. 45). Атлантический океан: западнее мыса Бланк (скв. 137), Бермудское поднятие (скв. 386).

Близость комплексов планктонных фораминифер из зон (подзон) Rotalipora evoluta и Rotalipora cushmani приводит к тому, что в ряде случаев выделяется нерасчлененный сеноман. Тихий океан: абиссальная равнина севернее поднятия Шатского (скв. 303), поднятие Хорайзон (скв. 171), Центрально-Тихоокеанская впадина (скв. 170), южнее поднятия Магеллана (скв. 166). Атлантический океан: континентальный склон юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 105), Бискайский залив (скв. 401), южнее банки Галисия (скв. 398), континентальный склон у Марокко (скв. 415), Бермудское поднятие (скв. 418), Фолклендское плато (скв. 327).

Туронскому ярусу соответствует зона Praeglobotruncana helvetica. Комплекс планктонных фораминифер включает *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli), *P. stephani* (Gand.), *Globotruncana sigali* (Mornod), *G. roddai* (Mar. et Zing.), *G. coronata* Bolli, *G. inornata* Bolli, *G. pseudolinneiana* Pess., *G. difformis* (Gand.), *Heterohelix reussi* (Cushm.). Тихий океан: абиссальная равнина северо-западнее поднятия Шатского (скв. 51), поднятия Шатского (скв. 305), Хесса (скв. 310), Хорайзон (скв. 171), Онтонг-Джава (скв. 288). Атлантический океан: абиссальная равнина восточнее Багамского поднятия (скв. 4, 5), плато Сан-Паулу (скв. 356).

В отложениях зоны Globotruncana renzi (коньякский ярус) развиты *G. renzi* Gand. *G. schneegansi* Sigal, *G. coronata* (Bolli), *G. lapparenti* Brotz., *G. pseudolinneiana* Pess., *G. praeconcavata* Pess., *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Whiteinella archaeocretacea* Pess; к более редким элементам микрофауны относятся *Globotruncana indica* (Jacob et Sastry), *G. marginata* (Reiss), *G. angusticarinata* (Gand.). Тихий океан: абиссальная равнина северо-западнее поднятия Шатского (скв. 51), поднятия Шатского (скв. 305), Хесса (скв. 310), Хорайзон (скв. 171), Онтонг-Джава (скв. 288). Атлантический океан: поднятие Демерара (скв. 144), Венесуэльская впадина (скв. 146, 150, 153), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), Ангольская впадина (скв. 364).

Сантонский ярус состоит из двух зон – Globotruncana concavata и Globotruncana fornicata.

Планктонные фораминиферы зоны Globotruncana concavata представлены *G. concavata* (Brotz.), *G. coronata* Bolli, *G. angusticarinata* Gand., *G. marginata* (Reiss), *G. bulloides* Vogler, *G. pseudolinneiana* Pess., *G. lapparenti* Brotz., *G. imbricata* Mornod, *Hedbergella holmdelensis* Olsson, *Globigerinelloides asper* (Ehrenb.), *Heterohelix globulosa* (Ehrenb.), *Gublerina deflaensis* (Sigal). Тихий океан: поднятия Шатского (скв. 305), Хесса (скв. 310), Хорайзон (скв. 171). Атлантический океан: Мексиканский залив (скв. 95), абис-

сальная равнина восточнее Багамского поднятия (скв. 4, 5), поднятие Демерара (скв. 144), Венесуэльская впадина (скв. 146, 150, 151, 153), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 357).

Отложения зоны Globotruncana fornicata содержат сходный комплекс планктонных фораминифер. К отличительным его особенностям относится появление *G. fornicata* Plumm., *G. ventricosa* White, *G. arca* (Cushm.), *Rugoglobigerina ordinaria* (Subb.). Атлантический океан: Мексиканский залив (скв. 95), поднятие Демерара (скв. 144), Венесуэльская впадина (скв. 146, 151), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), Ангольская впадина (скв. 364). В связи с различной интерпретацией границы сантона и кампана вопрос о положении и самостоятельности зоны Globotruncana fornicata (самая верхняя часть сантонского яруса) в разрезах верхнемеловых отложений Тихого океана остается неразрешенным. В скв. 305, 310, 313 осадки зоны Globotruncana fornicata объединены с отложениями зоны Globotruncana stuartiformis и помещены в основание кампанского яруса.

Кампанский ярус подразделяется на две зоны:

зона Globotruncana elevata (или зона Globotruncana stuartiformis) с *Globotruncana elevata* (Brotz.), *G. stuartiformis* Dalb., *G. fornicata* Plumm., *G. rosetta* (Carsey), *G. lapparenti* Brotz., *G. coronata* Bolli, *G. arca* Cushm., *G. linneiana* (d'Orb.), *G. bulloides* Vogler, *G. subspinosa* Pess., *G. tricarinata* (Quereau), *Schackoina multispinata* (Cushm. et Wick.), *Hedbergella holmdelensis* Olsson, *Heterohelix striata* (Ehrenb.). Тихий океан: поднятие Шатского (скв. 305), Центрально-Тихоокеанские горы (скв. 313), абиссальные равнины южнее Гавайских островов (скв. 163) и восточнее островов Лайн (скв. 165, 315, 316), поднятие Магеллана (скв. 167), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288). Атлантический океан: абиссальные равнины восточнее Багамского поднятия (скв. 4) и Бермудского поднятия (скв. 9, 10), подводная гора Нешвилль (скв. 382), Багамское плато (скв. 98), Мексиканский залив (скв. 95), Венесуэльская впадина (скв. 146), поднятие Никарагуа (скв. 152), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 21, 357), восточнее поднятия Сьерра-Леоне (скв. 13), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369);

зона Globotruncana calcarata, комплекс планктонных фораминифер которой состоит из *Globotruncana calcarata* Cushm., *G. arca* Cushm., *G. fornicata* Plumm., *G. ventricosa* White, *G. linneiana* (d'Orb.), *G. rosetta* (Carsey), *G. stuartiformis* Dalb., *G. plummerae* Gand., *G. trinidadensis* Gand., *G. bulloides* Vogler, *G. subspinosa* Pess., *Globotruncanella havanensis* (Voorw.), *Rugoglobigerina rugosa* (Plumm.), *Pseudoguembelina costulata* (Cushm.), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Planoglobulina multicamerata* (de Klasz). Тихий океан: поднятие Шатского (скв. 305), Центрально-Тихоокеанские горы (скв. 313), поднятие Хорайзон (скв. 171), поднятие Магеллана (скв. 167), абиссальная равнина восточнее островов Лайн (скв. 315, 316), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288, 289). Атлантический океан: абиссальные равнины восточнее Багамского поднятия (скв. 4) и Бермудского поднятия (скв. 10), плато Блейк (скв. 390, 392), Багамское плато (скв. 98), Венесуэльская впадина (скв. 146), поднятие Никарагуа (скв. 152), поднятие Риу-Гранди (скв. 21, 357), восточнее поднятия Сьерра-Леоне (скв. 13).

Нерасчлененные отложения кампана установлены в ряде районов Тихого (скв. 170, 310, 317) и Атлантического (скв. 24, 138, 327, 355, 358, 363, 364, 387, 398, 401) океанов.

Маастрихтский ярус включает три зоны:

зона Rugotruncana subcircumnodifer с *Rugotruncana subcircumnodifer* (Gand.), *R. subpennyi* Bronn., *Globotruncana tricarinata* (Quereau), *G. petaloidea* (Gand.), *G. aegyptiaca* Nakk., *G. stuarti* (Lapp.), *G. arca* (Cushm.), *G. fornicata* Plumm., *G. trinidadensis* Gand., *G. rosetta* (Carsey), *G. bulloides* Vogler, *G. subspinosa* Pess., *G. ventricosa* White, *G. elevata* (Brotz.), *Globotruncanella havanensis* (Voorw.), *Rugoglobigerina rugosa* (Plumm.), *R. scotti* (Bronn.), *R. hexacamerata* Bronn., *Pseudoguembelina costulata* (Cushm.), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak)

Planoglobulina multicamerata (de Klasz), *Heterohelix punctulatus* (Cushm.), *H. striatus* (Ehrenb.). Тихий океан: поднятие Шатского (скв. 305), Центрально-Тихоокеанские горы (скв. 313), поднятие Хорайзон (скв. 171), абиссальная равнина к югу от Гавайских островов (скв. 163), поднятие Магеллана (скв. 167), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288). Атлантический океан: абиссальные равнины к востоку от Багамского поднятия (скв. 4) и Бермудского поднятия (скв. 10), подводная гора Нешвилль (скв. 382), хребет "J-аномалии" (скв. 384), плато Блейк (скв. 390), Венесуэльская впадина (скв. 146, 153), поднятие Никарагуа (скв. 152), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 357, 21), Китовый хребет (скв. 363), восточнее поднятия Сьерра-Леоне (скв. 13), абиссальная равнина Хорсшу (скв. 135);

зона Globotruncana gansseri, которая характеризуется появлением *G.gansseri* Bolli, *Abathomphalus intermedia* (Bolli), *Racemiguembelina fructicosa* (Egger) и широким распространением *Globotruncana contusa* (Cushm.), *G. stuarti* (Lapp.), *G. trinidadensis* Gand., *G. petaloidea* (Gand.), *G. aegyptica* Nakk., *Globotruncanella havanensis* (Voorw.), *Rugoglobigerina macrocephala* (Bronn.), *R. rotundata* Bronn., *Pseudoguembelina excolata* (Cushm.), *P. costulata* (Cushm.), *P. kempenia* de Klasz, *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *P. intermedia* de Klasz, *Globigerinelloides volutus* (White), *Gublerina robusta* de Klasz. Тихий океан: поднятие Шатского (скв. 47, 48, 305), Центральной-Тихоокеанские горы (скв. 313), поднятие Хорайзон (скв. 171), абиссальная равнина восточнее островов Лайн (скв. 315, 316), поднятие Магеллана (скв. 167), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288, 289). Атлантический океан: Нью-Фаундлендская банка (скв. 111), хребет "J-аномалий" (скв. 384), плато Блейк (скв. 390), Венесуэльская впадина (скв. 146, 153), поднятие Никарагуа (скв. 152), плато Сен-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 21, 357), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), абиссальная равнина Хорсшу (скв. 135);

зона Abathomphalus mayaroensis отмечена появлением индекс-вида, многочисленны *Abathomphalus intermedia* (Bolli), *Globotruncana contusa* (Cushm.), *G. stuarti* (Lapp.), *G. stuartiformis* Dalb., *G. conica* White, *G. aegyptiaca* Nakk., *Globotruncanella havanensis* (Voorw.), *Gublerina cuvillieri* Kikoine, *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Pseudoguembelina excolata* (Cushm.), *Pseudotextularia deformis* de Klasz, а некоторые виды глоботрунканид исчезают или становятся очень редкими (*Globotruncana fornicata, G. linneiana, G. rosetta, G. bulloides, G. ventricosa, G. gansseri, G. arca* и др.). Тихий океан: поднятия Шатского (скв. 47, 48, 305), Хорайзон (скв. 171), Магеллана (скв. 167), абиссальная равнина у островов Лайн (скв. 165), Каролинская абиссальная равнина (скв. 199), поднятие Лорд-Хау (скв. 208). Атлантический океан: Нью-Фаундлендская банка (скв. 111), хребет "J-аномалии" (скв. 384), абиссальная равнина восточнее Бермудского поднятия (скв. 10), Венесуэльская впадина (скв. 146), поднятие Никарагуа (скв. 152), поднятие Риу-Гранди (скв. 20, 21, 357), Китовый хребет (скв. 363), восточнее поднятия Сьерра-Леоне (скв. 13), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369).

В некоторых районах Тихого (скв. 163, 170, 192, 207, 310, 313, 315, 317, 323) и Атлантического океанов (скв. 327, 354, 355, 358, 361, 364, 385, 386, 387, 391, 398, 400, 401) маастрихтские отложения характеризуются обедненными планктонными фораминиферами. Зональное подразделение маастрихта в этих скважинах намечается весьма приближенно или же маастрихт фигурирует в качестве неподразделенной единицы.

Необходимо отметить, что соотношение зон с ярусами верхнего мела в исследованиях по стратиграфии мезозоя Тихого и Атлантического океанов трактуется не совсем одинаково. Последнее связано главным образом с различной интерпретацией обьемов верхнемеловых ярусов.

По планктонным фораминиферам существует несколько зональных шкал палеогена. Однако они чрезвычайно близки между собой, подчас отличаясь лишь формальными признаками (названиями зон). Несколько особняком стоит новозеландская зональная шкала палеогена для умеренной южной области Тихого океана. Микропалеонтологическая характеристика наиболее употребительной зональной шкалы палеогеновых отложений Тихого (табл. 3) и Атлантического (табл. 4) океанов приводится ниже.

В составе палеоцена, который включает датский ярус, выделяются:

Зона Globigerina eugubina с примитивными *G. eugubina* Luterb. et Premoli Silva, *G. sabina* Luterb. et Premoli Silva, *G. minutula* Luterb. et Premoli Silva, *G. fringa* Subb., *G. anconitana* Luterb. et Premoli Silva, *Chiloguembelina taurica* Moroz., *Guembelitria irregularis* Moroz. Эти древнейшие отложения кайнозоя установлены в Тихом океане на Каролинской абиссальной равнине (скв. 199) и в Атлантическом океане на поднятии Никарагуа (скв. 152), в Венесуэльской впадине южнее хребта Беата (скв. 153), в Бразильской впадине (скв. 20) и на плато Сан-Паулу (скв. 356).

Зона Globigerina taurica (или зона Globigerina triloculinoides) с *G. triloculinoides* Plumm., *G. taurica* Moroz., *G. eobulloides* Moroz., *G. tetragona* Moroz., *G. fringa* Subb., *G. hemisphaerica* Moroz. В Тихом океане встречена на поднятии Шатского (скв. 47), в Атлантическом океане – в Бразильской котловине (скв. 20), на плато Сан-Паулу (скв. 356), в Мексиканском заливе у уступа Кампече (скв. 95), на плато Блейк (скв. 390) и хребте "J-аномалий" (скв. 384).

Зона Globorotalia trinidadensis с *G. trinidadensis* Bolli, *G. pseudobulloides* (Plumm.), *Globigerina daubjergensis* Bronn., *G. triloculinoides* Plumm., *G. varianta* Subb., *G. trivialis* Subb., *G. edita* Subb. В Тихом океане в типичном виде развита на поднятии Шатского (скв. 47, 305); отложения нижней части зоны установлены на поднятии Онтонг-Джава (скв. 288, 289) и поднятии Лорд-Хау (скв. 208). Атлантический океан: хребет "J-аномалии" (скв. 384), Мексиканский залив у уступа Кампече (скв. 86, 94, 95), хребет Беата в Венесуэльской впадине (скв. 151), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), Бразильская впадина (скв. 20), Китовый хребет (скв. 363), Ангольская впадина (скв. 364), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366).

Три перечисленные зоны соответствуют датскому ярусу в стратотипическом его понимании. Нерасчлененные отложения этого возраста в Тихом океане вскрыты на поднятии Магеллана (скв. 167), южнее острова Рождества (скв. 316), во впадине Новой Каледонии (скв. 206) и на абиссальной равнине Беллинсгаузена (скв. 323); в Атлантическом океане – поднятие Риу-Гранди (скв. 21), хребет Сеара (скв. 354), Аргентинская впадина (скв. 358), абиссальная равнина у подводной горы Фогель (скв. 385), Бискайский залив (скв. 401).

Зона Acarinina uncinata с *A. uncinata* (Bolli), *A. praecursoria* Moroz., *A. schachdagica* Chalil., *A. inconstans* (Subb.), *A. spiralis* (Bolli), *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. trivialis* Subb., *G. varianta* Subb. Тихий океан: поднятия Шатского (скв. 47), Магеллана (скв. 167), Лорд-Хау (скв. 208). Атлантический океан: хребет "J-аномалии" (скв. 384), хребет Беата в Венесуэльской впадине (скв. 151), плато Сан-Паулу (скв. 356), Бразильская впадина (скв. 20), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Бискайский залив (скв. 401). В стратиграфической шкале палеогена СССР эта зона также обычно включается в состав датского яруса.

Зона Globorotalia angulata (собственно нижний палеоцен СССР) с *G. angulata* (White), *G. conicotruncata* (Subb.), *G. pusilla* Bolli, *G. ehrenbergi* Bolli, *Acarinina multiloculata* Moroz., *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. varianta* Subb. Подразделяется на две подзоны – нижнюю Globorotalia angulata и верхнюю Globorotalia conicotruncata (иногда они рассматриваются в качестве са-

Таблица 3

Зональная шкала палеогеновых отложений Тихого океана по планктонным фораминиферам

Отдел	Подотдел	Зона	Скважины	
Олигоцен		Clobigerina ciperoensis	56, 5 7, 63, 69, 70, 71, 72, 74, 75, 77 78, 160, 161, 165, 167, 171, 173, 209, 287, 288, 289, 292, 296, 305, 313, 315, 317, 318, 320, 321	
		Globorotalia opima opima	42, 63, 64, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 77, 78, 160, 161, 165, 167, 171, 286, 288, 289, 292, 296, 305, 310, 313, 315, 317, 318, 320, 321	
		Globigerina ampliapertura	34, 44, 69, 70, 73, 74, 75, 77, 78, 160, 161, 165, 167, 171, 288, 289, 292, 310, 313, 317, 321	
		Globigerina sellii	44, 64, 77, 78, 165, 167, 171, 288, 289, 292, 316, 321	70, 71, 72, 73, 74, 172, 310, 317
		Globigerina tapuriensis	44, 77, 165, 167, 171, 286, 292, 305, 321	
Эоцен	Верхний	Globorotalia cunialensis (Globigerina gortanii – Globorotalia centralis)	77, 167, 292	
		Globorotalia cocoaensis	44, 64, 167, 289, 292, 305, 317, 318, 321	
		Globigerapsis semiinvolutus	44, 167, 289, 305, 317, 318	
	Средний	Truncorotaloides rohri	44, 64, 167, 171, 289	
		Orbulinoides beckmanni	44, 64, 167, 202, 289	
		Globorotalia lehneri	289, 317, 318	
		Globigerapsis kugleri	287, 289, 317, 318	
		Hantkenina aragonensis	47, 162, 287, 318	
	Нижний	Globorotalia palmerae	38, 47, 162, 287	277
		Globorotalia aragonensis	47, 287, 289, 305, 308, 313	
		Globorotalia formosa	47, 192, 200, 207, 289, 305	
		Globorotalia subbotinae	39, 47, 313, 316, 289	
Палеоцен	Верхний	Globorotalia velascoensis	47, 199, 289, 305, 316	
		Globorotalia pseudomenardii	47, 199, 206, 207, 208, 288, 289, 305, 316	
	Нижний	Globorotalia angulata	47, 167, 208, 295, 305	
		Acarinina uncinata	47, 167, 208	
	Датский ярус	Globorotalia trinidadensis	47, 208, 288, 289, 305	167, 206, 316, 323
		Globigerina taurica	47	
		Globigerina eugubina	199	

мостоятельных зон Globorotalia angulata и Globorotalia pusilla). Тихий океан: поднятие Шатского (скв. 47, 305), Западно-Филиппинская впадина (скв.295), поднятие Магеллана (скв. 167), поднятие Лорд-Хау (скв. 208). Атлантический океан: хребет "J-аномалии" (скв. 384), Венесуэльская впадина (скв.151, 153), поднятие Никарагуа (скв. 152), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 21, 357), Бразильская впадина (скв. 20), Китовый хребет (скв. 363), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Марокканская впадина (скв. 370), Бискайский залив (скв. 119).

Зона Globorotalia pseudomenardii с *G. pseudomenardii* (Bolli), *G. velascoensis* (Cushm.), *G. laevigata* Bolli, *G. pasionensis* Berm., *G. occlusa* Loebl. et Tapp., *G. imitata* Subb., *G. convexa* Subb., *Acarinina mckannai* (White), *Globigerina nana* Chalil., *G. velascoensis* Cushm. Тихий океан: поднятие Шатского (скв.

Таблица 4

Зональная шкала палеогеновых отложений Атлантического океана по планктонным фораминиферам

Отдел	Подотдел		Зона	Скважины		
Олигоцен			Globorotalia kugleri s. str.	14, 17, 18, 146, 151, 153, 366		
			Globigerina ciperoensis	14, 17, 18, 19, 20, 22, 94, 96, 98, 135, 151, 354, 355, 357, 362, 366, 369		
			Globorotalia opima opima	10, 14, 17, 19, 20, 22, 31, 86, 94, 95, 96, 97, 146, 151, 354, 360, 362, 363, 366, 369, 370, 386, 406, 329		
			Globigerina ampliapertura	10, 14, 17, 19, 20, 21, 22, 86, 144, 153, 357, 360, 363, 366, 369, 400		
			Globigerina sellii	14, 17, 19, 20, 21, 366, 369	94, 95, 144, 354, 357, 363	
			Globigerina tapuriensis	14, 19, 20, 366, 369		
Эоцен	Верхний		Globorotalia cunialensis (Globigerina gortanii – Globorotalia centralis)	14, 86, 357, 363, 366, 369, 401		
			Globorotalia cocoaensis	14,19,86,94,97,354,357,361,362,401		
			Globigerapsis semiinvolutus	19, 86, 94, 95, 98, 357, 359, 401		
	Средний		Truncorotaloides rohri	19, 98, 144, 362, 366, 401, 402		
			Orbulinoides beckmanni	6, 10, 19, 108, 144, 363, 366, 401, 402		
			Globorotalia lehneri	6, 20, 22, 356, 362, 366, 369, 390,400, 401		
			Globigerapsis kugleri	6, 19, 20, 21, 22, 94, 95, 356, 366, 384, 390, 400, 401		
			Hantkenina aragonensis	6, 19, 21, 94, 95, 118, 356, 362, 366, 384, 390, 400, 401		
	Нижний		Globorotalia palmerae	20, 95, 98, 112, 356, 363, 366, 384, 387, 401		
			Globorotalia aragonensis	20, 21, 356, 357, 363, 366, 367, 370, 390, 401		
			Globorotalia formosa	20, 98, 153, 356, 364, 366, 387, 390, 400, 401		
			Globorotalia subbotinae	20, 21,94, 96, 98, 118, 152, 329, 366, 400, 401		
Палеоцен	Верхний		Globorotalia velascoensis	20, 21, 94, 95, 96, 98, 150, 152, 363, 364, 366, 370, 401, 329		
			Globorotalia pseudo-menardii	20, 21, 86, 94, 95, 96, 144, 146, 356, 366, 370, 384, 390, 401, 329		
	Нижний		Globorotalia angulata	20, 21, 119, 151, 152, 153, 356, 357, 363, 366, 370, 384		
			Acarinina uncinata	20, 151, 356, 366, 384, 401		
		Датский ярус	Globorotalia trinidadensis	20, 86, 94, 95, 151, 356, 357, 363, 364, 366, 384		21, 354, 358, 385, 401
			Globigerina taurica	20, 95, 356, 384, 390	146	
			Globigerina eugubina	20, 152, 153, 356		

47, 305), Каролинская абиссальная равнина (скв. 199), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288, 289), южнее острова Рождества (скв. 316), впадина Новой Каледонии (скв. 206), поднятие Лорд-Хау (скв. 207, 208). Атлантический океан: хребет "J-аномалии" (скв. 384, плато Блейк (скв. 390), Мексиканский залив (скв. 86, 94, 95), пролив Флориды (скв. 96), поднятие Демерара (скв. 144), Венесуэльская впадина (скв. 146), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 21), Бразильская впадина (скв. 20), под-

нятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Марокканская впадина (скв. 370), Бискайский залив (скв. 401).

Зона Globorotalia velascoensis с *G. velascoensis* (Cushm.), *G. acuta* Toulm., *G. apanthesma* Loebl. et Tapp., *G. hispidicidaris* Loebl. et Tapp., *G. imitata* Subb., *G. aequa* Cushm. et Renz, *Acarinina acarinata* Subb., *A. mckannai* (White), *A. primitiva* (Finl.), *A. soldadoensis* (Bronn.), *Globigerina velascoensis* Cushm., *G. nana* Chalil., *G. quadritriloculinoides* Chalil. Тихий океан: поднятие Шатского (скв. 47, 305), Каролинская абиссальная равнина (скв. 199), поднятие Онтонг-Джава (скв. 289), южнее острова Рождества (скв. 316). Атлантический океан: Багамское плато (скв. 98), Мексиканский залив (скв. 94, 95), пролив Флориды (скв. 96), Венесуэльская впадина (скв. 150), поднятия Никарагуа (скв. 152), поднятие Риу-Гранди (скв. 21), Бразильская впадина (скв. 20), Китовый хребет (скв. 353), Ангольская впадина (скв. 364), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Марокканская впадина (скв. 370), Бискайский залив (скв. 401).

Две последние зоны в шкале палеогена СССР образуют верхний палеоцен.

Для подразделения эоцена на подотделы в акватории Тихого и Атлантического океанов используется та же стратиграфическая шкала, что и для расчленения эоцена на прилегающей территории континентов и островов, т.е. отличная от унифицированной шкалы палеогена СССР.

Нижний эоцен состоит из четырех зон:

Зона Globorotalia subbotinae с *G. subbotinae* Moroz., *G. aequa* Cushm. et Renz, *G. wilcoxensis* Cushm. et Pont., *G. formosa gracilis* Bolli, *Acarinina pseudotopilensis* Subb., *A. primitiva* (Finl.), *A. acarinata* Subb., *A. soldadoensis* (Bronn.), *Globigerina compressaformis* Chalil., *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushm. et Pont.). Северо-восточная часть Тихого океана (скв. 39), поднятие Шатского (скв. 47), район поднятия Хорайзон (скв. 313), южнее острова Рождества (скв. 316), поднятие Онтонг-Джава (скв. 289). Атлантический океан: Багамское плато (скв. 98), Мексиканский залив (скв. 94), пролив Флориды (скв. 96), поднятие Никарагуа (скв. 152), поднятие Риу-Гранди (скв. 21), Бразильская впадина (скв. 20), восточная часть Фолклендского плато (скв. 329), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Бискайский залив (скв. 118, 400, 401).

Зона Globorotalia formosa (или зона Globorotalia marginodentata) с *G. formosa formosa* Bolli, *G. formosa gracilis* Bolli, *G. marginodentata* Subb., *G. quetra* Bolli, *G. lensiformis* Subb., *Acarinina triplex* Subb., *A. soldadoensis* (Bronn.), *A. pseudotopilensis* Subb., *A. esnaensis* (LeRoy), *Globigerina prolata* Bolli, *Chiloguembelina wilcoxensis* (Cushm. et Pont.), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushm. et Pont.). Тихий океан: северо-западная часть Императорских гор (скв. 192), поднятие Шатского (скв. 47, 305), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 200), поднятие Онтонг-Джава (скв. 289), поднятие Лорд-Хау (скв. 207). Атлантический океан: Бермудское поднятие (скв. 387), Багамское плато (скв. 98), плато Блейк (скв. 390), Венесуэльская впадина (скв. 153), плато Сан-Паулу (скв. 356), Бразильская впадина (скв. 20), Ангольская впадина (скв. 364), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Бискайский залив (скв. 400, 401).

Зона Globorotalia aragonensis с *G. aragonensis* Nutt., *G. marksi* Mart., *G. quetra* Bolli, *G. caucasica* Glaessn., *Acarinina interposita* Subb., *A. pentacamerata* (Subb.), *A. pseudotopilensis* Subb., *A. triplex* Subb., *A. broedermanni* (Bronn. et Berm.), *A. aspensis* (Colom), *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *G. inaequispira* Subb. Тихий океан: поднятие Шатского (скв. 47, 305), гайот Коко (скв. 308), район поднятия Хорайзон (скв. 313), поднятие Онтонг-Джава (скв. 289), Коралловое море (скв. 287). Атлантический океан: плато Блейк (скв. 390), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 21, 357), Бразильская впадина (скв. 20), Китовый хребет (скв. 363), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), впадина Островов Зеленого Мыса (скв. 367), Марокканская впадина (скв. 370), Бискайский залив (скв. 401).

Зона Globorotalia palmerae (или зона Acarinina pentacamerata), комплекс планктонных фораминифер которой близок к только что приведенному. Здесь особенно многочисленны *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *A. aspensis* (Colom) в сочетании с *Globorotalia caucasica* Glaessn. и *Globigerina senni* (Beckm.). Тихий океан: поднятие Шатского (скв. 47), район к юго-востоку от Гавайских островов (скв. 162), Коралловое море (скв. 287), северо-восточная часть океана (скв. 38). Атлантический океан: Бермудское поднятие (скв. 387), хребет "J-аномалии" (скв. 384), Лабрадорское море (скв. 112), Багамское плато (скв. 98), Мексиканский залив (скв. 95), плато Сан-Паулу (скв. 356), Бразильская впадина (скв.20), Китовый хребет (скв. 363), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366).

Отложения нерасчлененных зон Globorotalia aragonensis и Globorotalia palmerae встречены в южной части Тихого океана на плато Кемпбелл к югу от Новой Зеландии (скв. 277).

Средний эоцен подразделяется на пять зон:

Зона Hantkenina aragonensis с *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *A. aspensis* (Colom), *A. pentacamerata* (Subb.), *Globorotalia caucasica* Glaessn., *G. spinulosa* Cushm., *G. renzi* Bolli, *Globigerina boweri* Bolli, *G. senni* (Beckm.), *G. pseudoeocaena* Subb., *Pseudohastigerina micra* (Cole). Тихий океан: поднятие Шатского (скв. 47), район к юго-востоку от Гавайских островов (скв. 162), Коралловое море (скв. 287), севернее островов Туамоту (скв. 318). Атлантический океан: Бермудское поднятие (скв. 6), хребет "J-аномалии" (скв.384), плато Блейк (скв. 390), Мексиканский залив (скв. 94, 95), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 21), Бразильская впадина (скв. 19), Китовый хребет (скв. 362), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Бискайский залив (скв. 118, 400).

Зона Globigerapsis kugleri характеризуется сходным комплексом планктонных фораминифер. Здесь появляются *G. kugleri* Bolli, Loebl. et Tapp., *G. index* (Finl.), *Truncorotaloides topilensis* (Cushm.), *T. rohri* Bronn. et Berm., которым сопутствуют *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *A. aspensis* (Colom), *Globorotalia spinulosa* Cushm., *G. renzi* Bolli, *Globigerina boweri* Bolli, *G. senni* (Beckm.) и др. Тихий океан: поднятие Онтонг-Джава (скв. 289), Коралловое море (скв.287), плато Манихики (скв. 317), севернее островов Туамоту (скв. 318). Атлантический океан: Бермудское поднятие (скв. 6), хребет "J-аномалии" (скв. 384), плато Блейк (скв. 390), Мексиканский залив (скв. 94, 95), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 21, 22), Бразильская впадина (скв. 19, 20), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Бискайский залив (скв. 400, 401, 402).

Зона Globorotalia lehneri с *G. lehneri* Cushm. et Jarv., *G. spinulosa* Cushm., *G. renzi* Bolli, *G. frontosa* (Subb.), *Truncorotaloides topilensis* (Cushm.), *T. rohri* Bronn. et Berm., *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loebl. et Tapp., *G. index* (Finl.), *Globigerinatheca barri* Bronn., *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *Hantkenina lehneri* Cushm. et Jarv. Тихий океан: поднятие Онтонг-Джава (скв. 289), плато Манихики (скв. 317), севернее островов Туамоту (скв. 318). Атлантический океан: Бермудское поднятие (скв. 6), плато Блейк (скв. 390), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 22), Бразильская впадина (скв. 20), Китовый хребет (скв. 362), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Бискайский залив (скв. 400, 401).

Зона Orbulinoides beckmanni с *O. beckmanni* Blow et Saito, *Globorotalia centralis* Cushm. et Berm. (= *G. pomeroli* Bolli et Toum.), *G. frontosa* (Subb.), *G. bolivariana* (Pett.), *G. spinulosa* Cushm., *Hantkenina alabamensis* Cushm., *Truncorotaloides topilensis* (Cushm.), *T. rohri* Bronn. et Berm., *Globigerinatheca barri* Bronn., *Globigerapsis index* (Finl.), *Globigerina pseudovenezuelana* Bann. et Blow, *G. pseudoeocaena* Subb., *Acarinina bullbrooki* (Bolli). Тихий океан: поднятия Хорайзон (скв. 44), Онтонг-Джава (скв. 64, 289), Магеллана (скв. 167), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 202). Атлантический океан:

Бермудское поднятие (скв. 6), абиссальная равнина северо-восточнее Бермудского поднятия (скв. 10), континентальный склон юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 108), поднятие Демерара (скв. 144), Бразильская впадина (скв. 19), Китовый хребет (скв. 363), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Бискайский залив (скв. 401, 402).

Зона Truncorotaloides rohri с *T. rohri* Bronn. et Berm., *Acarinina rugosoaculeata* Subb., *Hantkenina longispina* Cushm., *Globigerapsis index* (Finl.), *G. tropicalis* Bann. et Blow, *Globorotalia spinulosa* Cushm., *G. pomeroli* Bolli et Toum., *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Globigerina galavisi* Berm., *G. turcmenica* Chalil., *G. incretacea* Chalil., *G. praebulloides* Blow, *G. pseudovenezuelana* Bann. et Blow. Тихий океан: поднятия Хорайзон (скв. 44, 171), Онтонг-Джава (скв. 64, 289), Магеллана (скв. 167). Атлантический океан: Багамское плато (скв. 98), хребет Демерара (скв. 144), Бразильская впадина (скв. 19), Китовый хребет (скв. 362), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Бискайский залив (скв. 401, 402).

Верхний эоцен включает три зоны:

Зона Globigerapsis semiinvolutus с *G. semiinvolutus* (Keijz.), *G. tropicalis* Bann. et Blow, *G. index* (Finl.), *Globigerina corpulenta* Subb., *G. pseudovenezuelana* Bann. et Blow, *G. galavisi* Berm., *G. angiporoides* Horn., *Hantkenina suprasuturalis* Bronn., *Globorotalia cerroazulensis* (Cole), *G. pomeroli* Bolli et Toum., *Pseudohastigerina micra* (Cole). Тихий океан: поднятия Шатского (скв. 305), Хорайзон (скв. 44), Магеллана (скв. 167), Онтонг-Джава (скв. 289), плато Манихики (скв. 317), севернее островов Туамоту (скв. 318). Атлантический океан: Багамское плато (скв. 98), Мексиканский залив (скв. 86, 94, 95), Бразильская впадина (скв. 19), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), Китовый хребет (скв. 359), Бискайский залив (скв. 401).

Зона Globorotalia cocoaensis с *G. cocoaensis* Cushm., *G. cerroazulensis* (Cole), *G. pomeroli* Bolli et Toum., *Cribrohantkenina inflata* (Howe), *Hantkenina brevispina* Cushm., *Globigerapsis tropicalis* Bann. et Blow, *Globigerina corpulenta* Subb., *G. pseudovenezuelana* Bann. et Blow. Тихий океан: поднятия Шатского (скв. 305), Хорайзон (скв. 44), Онтонг-Джава (скв. 64, 289), Магеллана (скв. 167), плато Манихики (скв. 317), севернее островов Туамоту (скв. 318), западнее Перуанско-Чилийского желоба (скв. 321), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292). Атлантический океан: Мексиканский залив (скв. 86, 94, 97), хребет Сеара (скв. 354), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), Бразильская впадина (скв. 14, 19), впадина Кейпа (скв. 361), Китовый хребет (скв. 362), Бискайский залив (скв. 401).

Самая верхняя зона верхнего эоцена носит название зона Globorotalia cunialensis (по терминологии Болли) или зона Globigerina gortanii-Globorotalia centralis (по терминологии Блоу). Она содержит комплекс планктонных фораминифер, переходный к олигоценовому. Совместно с *Globorotalia centralis* Cushm. et Berm. (= *G. pomeroli* Bolli et Toum.), *G. insolita* Jenk., *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Globigerina angiporoides* Horn., *G. gortanii* (Bors.), *G. galavisi* Berm., *G. praebulloides* Blow, *G. tripartita* Koch, редкими *Globorotalia cerroazulensis* (Cole) и *Hantkenina primitiva* Cushm. et Jarv., типичными для эоцена, в этой зоне встречаются *Globigerina ampliapertura* Bolli, *G. officinalis* Subb., *G. ouachitaensis* Howe et Wall., *Globorotalia gemma* Jenk., *G. nana* Bolli, *Globigerinita unicava* Bolli, Loebl. et Tapp., *Globorotaloides suteri* Bolli, характерные уже для олигоцена. Восточная экваториальная часть Тихого океана (скв. 77), поднятие Магеллана (скв. 167), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292). Атлантический океан: Мексиканский залив (скв. 86), Бразильская впадина (скв. 14), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), Китовый хребет (скв. 363), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Бискайский залив (скв. 401).

Олигоцен состоит из шести зональных единиц:

Зона Globigerina tapuriensis с *G. tapuriensis* Bann. et Blow, *G. tripartita* Koch, *G. ampliapertura* Bolli, *G. prasaepis* Blow, *G. angiporoides* Horn., *G. officinalis* Subb., *G. ouachitaensis* Howe et Wall., *G. angustiumbilicata* Bolli, *Globo-*

rotalia nana Bolli, *G. gemma* Jenk., *Globigerinita unicava* Bolli, Loebl. et Tapp., *Globorotaloides suteri* Bolli, *Pseudohastigerina barbadoensis* Blow, *Cassigerinella chipolensis* (Cushm. et Pont.), *Chiloguembelina cubensis* (Palm.). Тихий океан: поднятия Шатского (скв. 305), Хорайзон (скв. 44, 171), Магеллана (скв. 167), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), у островов Новые Гебриды (скв. 286), восточная экваториальная часть Тихого океана (скв. 77), район западнее Перуанско-Чилийского желоба (скв. 321), у островов Лайн (скв. 165). Атлантический океан: Бразильская впадина (скв. 14, 19, 20), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369).

Зона Globigerina sellii характеризуется сходным комплексом планктонных фораминифер, отличаясь главным образом присутствием *G. sellii* (Borsetti). Тихий океан: поднятия Хорайзон (скв. 44, 171), Онтонг-Джава (скв. 64, 288, 289), Магеллана (скв. 167), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), восточная экваториальная область Тихого океана (скв. 77, 78), южнее острова Рождества (скв. 316), западнее Перуанско-Чилийского желоба (скв. 321), у островов Лайн (скв. 165). Атлантический океан: Бразильская впадина (скв. 14, 19, 20), поднятие Риу-Гранди (скв. 21), восточный склон Срединно-Атлантического хребта (скв. 17), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369).

Поскольку комплексы планктонных фораминифер зон Globigerina tapuriensis и Globigerina sellii близки между собой, некоторые авторы объединяют эти подразделения в зону Cassigerinella chipolensis–Pseudohastigerina micra. Последняя установлена в восточной экваториальной области Тихого океана (скв. 70, 71, 72, 73, 74), на северо-востоке океана у Калифорнии (скв. 172), поднятии Хесса (скв. 310) и плато Манихики (скв. 317). Атлантический океан: Мексиканский залив (скв. 94, 95), поднятие Демерара (скв. 144), хребет Сваара (скв. 354), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), Китовый хребет (скв. 363).

Зона Globigerina ampliapertura с *G. ampliapertura* Bolli, *G. sellii* (Bors.), *G. prasaepis* Blow, *G. senilis* Bandy, *G. ouachitaensis* Howe et Wall., *G. galavisi* Berm., *G. angustiumbilicata* Bolli, *Globigerinita unicava* Bolli, Loebl. et Tapp., *Globorotalia nana* Bolli; представители рода *Pseudohastigerina* в этой зоне отсутствуют. Тихий океан: район у побережья Калифорнии (скв. 34), экваториальная область Тихого океана (скв. 69, 70, 73, 74, 75, 77, 78, 160, 161), острова Лайн (скв. 165), поднятие Хорайзон (скв. 44, 171) и район к северу от него (скв. 313), поднятие Хесса (скв. 310), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288, 289), плато Манихики (скв. 317), западнее Перуанско-Чилийского желоба (скв. 321), поднятие Магеллана (скв. 167). Атлантический океан: абиссальная равнина к северо-востоку от Бермудского поднятия (скв. 10), Мексиканский залив (скв. 86), Венесуэльская впадина (скв. 153), поднятие Демерара (скв. 144), Бразильская впадина (скв. 14, 19, 20), поднятие Риу-Гранди (скв. 21, 22, 357), восточный склон Срединно-Атлантического хребта (скв. 17), впадина Кейпа (скв. 360), Китовый хребет (скв. 363), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Бискайский залив (скв. 400).

Зона Globorotalia opima с обильными экземплярами *G. opima* Bolli в сочетании с *G. nana* Bolli, *Globigerina ciperoensis* Bolli, *G. angustiumbilicata* Bolli, *G. galavisi* Berm., *G. prasaepis* Blow, *G. praebulloides* Blow, *G. euapertura* Jenk., *G. ouachitaensis* Howe et Wall., *Globigerinita unicava* (Bolli, Loebl. et Tapp.), *Cassigerinella chipolensis* (Cushm. et Pont.). Тихий океан: поднятие Хесса (скв. 310), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), восточная экваториальная область Тихого океана (скв. 42, 69, 70, 71, 72, 73, 77, 78, 160, 161), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятия Онтонг-Джава (скв. 64, 288, 289), Магеллана (скв. 167), Хорайзон (скв. 171) и район к северу от этого гайота (скв. 313), острова Лайн (скв. 165, 315), плато Манихики (скв. 317), острова Туамоту (скв. 318), острова Новые Гебриды

(скв. 286), район севернее Маркизских островов (скв. 74, 75), район между Галапагосским поднятием и Перуанско-Чилийским желобом (скв. 320, 321). Атлантический океан: южная часть плато Рокколл (скв. 406), Бермудское поднятие (скв. 386), абиссальная равнина к северо-востоку от Бермудского поднятия (скв. 10), Мексиканский залив (скв. 86, 94, 95, 97), пролив Флориды (скв. 96), Венесуэльская впадина (скв. 31, 146, 161), хребет Сеара (скв. 354), Бразильская впадина (скв. 14, 19, 20), поднятие Риу-Гранди (скв. 22), восточный склон Срединно-Атлантического хребта (скв. 17), впадина Кейпа (скв. 360), Китовый хребет (скв. 362, 363), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Марокканская впадина (скв. 370).

Зона Globigerina ciperoensis с многочисленными *G. ciperoensis* Bolli, *G. angulisuturalis* Bolli в сочетании с *G. angustiumbilicata* Bolli, *G. ouachitaensis* Howe et Wall., *G. venezuelana* Hedb., *Globigerinita dissimilis* (Cushm. et Berm.), *G. unicava* (Bolli, Loebl. et Tapp.), *Globorotalia nana* Bolli, *G. pseudokugleri* Blow. Тихий океан: поднятие Шатского (скв. 305), хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), Каролинское поднятие (скв. 56, 57), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Хорайзон (скв. 171) и район к северу от него (скв. 313), восточная экваториальная область Тихого океана (скв. 69, 70, 71, 72, 77, 78, 159, 160, 161), острова Лайн (скв. 165, 315), севернее Маркизских островов (скв. 74, 75), поднятие Магеллана (скв. 167), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288, 289), плато Манихики (скв. 317), острова Туамоту (скв. 318), Коралловое море (скв. 209, 287), район между Галапагосским поднятием и Перуанско-Чилийским желобом (скв. 320, 321). Атлантический океан: Мексиканский залив (скв. 94), пролив Флориды (скв. 96), Багамское плато (скв. 98), Венесуэльская впадина (скв. 151), хребет Сеара (скв. 354), Бразильская впадина (скв. 14, 19, 20, 355), поднятие Риу-Гранди (скв. 22, 357), восточный склон Срединно-Атлантического хребта (скв. 17, 18), Китовый хребет (скв. 362), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369).

В свете современных стратиграфических представлений олигоцен заканчивается зоной Globorotalia kugleri s. str. (Bolli, Premoli Silva, 1973), которая охватывает отложения нижней части зоны Globorotalia kugleri s.l. без представителей рода *Globigerinoides*. Комплекс планктонных фораминифер зоны Globorotalia kugleri s. str. включает *G. kugleri* Bolli, *G. pseudokugleri* Blow, *G. nana* Bolli, *G. siakensis* (LeRoy), *Globigerina angustiumbilicata* Bolli, *G. praebulloides* Blow, *G. juvenilis* Bolli, *G. venezuelana* Hedb., *Globigerinita dissimilis* (Cushm. et Berm.), *G. unicava* (Bolli, Loebl. et Tapp.), *Globorotaloides suteri* Bolli, *Cassigerinella chipolensis* (Cushm. et Pont.). В Атлантическом океане отложения зоны установлены в Венесуэльской впадине (скв. 146, 151, 153), Бразильской впадине (скв. 14), на восточном склоне Срединно-Атлантического хребта (скв. 17, 18), поднятии Сьерра-Леоне (скв. 366). Несомненно, и в Атлантическом, и в Тихом океанах осадки зоны Globorotalia kugleri s. str. пользуются широким распространением, но они входят в состав ранее выделявшейся зоны Globorotalia kugleri s. l.

НЕОГЕН

Неогеновые отложения в Тихом и Атлантическом океанах вскрыты множеством скважин и зональная шкала неогена по планктонным фораминиферам разработана с большими подробностями (табл. 5, 6).

В качестве границы палеогена и неогена принимается уровень появления рода *Globigerinoides*, т.е. подошва зоны Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri. Нижний миоцен состоит из пяти зон:

Зона Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri с *Globigerinoides primordius* Bann. et Blow, *Globorotalia kugleri* Bolli, *G. siakensis* LeRoy, *G. nana*

Таблица 5

Зональная шкала миоценовых отложений Тихого океана по планктонным фораминиферам

Отдел	Подотдел	Ярус	Зона	Скважины	
МИОЦЕН	Верхний	Мессинский	Globorotalia tumida (Globorotalia margaritae margaritae) N 18	33, 34, 36, 47, 48, 56, 57, 62, 63, 71, 72, 73, 77, 79, 80, 83, 84, 155, 157, 158, 173, 200, 205, 206, 208, 210, 286, 289, 292, 296, 297, 305, 310, 315, 317, 318, 319	
			Globorotalia plesiotumida N 17	33, 34, 36, 47, 48, 56, 62, 63, 64, 71, 72, 77, 79, 80, 83, 84, 155, 157, 158, 173, 200, 205, 208, 289, 292, 296, 305, 310, 315, 317, 318, 319	
		Тортонский	Globorotalia merotumida (Globorotalia acostaensis) N 16	55, 56, 62, 63, 71, 72, 77, 79, 82, 83, 155, 158, 167, 173, 200, 205, 208, 288, 289, 292, 296, 305, 310, 315, 316, 317, 318, 319	
			Globorotalia continuosa N 15	55, 56, 62, 63, 64, 71, 77, 83, 155, 158, 173, 200, 205, 208, 289, 292, 296, 305 317, 318, 319	
	Средний	?	Globigerina nepenthes – Globorotalia siakensis N 14	55, 56, 62, 63, 64, 70, 71, 155, 158, 173, 205, 208, 209, 288, 289, 292, 296, 317, 319	54, 79, 167, 278, 279, 280, 281, 305, 310, 317, 318
			Sphaeroidinellopsis subdehiscens – Globigerina druryi N 13	62, 63, 71, 77, 158, 173, 205, 208, 288, 289, 292, 296, 315, 317, 319	
			Globorotalia fohsi lobata (Globorotalia fohsi) N 12	55, 56, 63, 70, 71, 72, 73, 77, 155, 158, 173, 205, 208, 288, 289, 292, 296, 319	
			Globorotalia fohsi fohsi (Globorotalia praefohsi) N 11	55, 63, 70, 71, 73, 77, 78, 79, 80, 81, 155, 173, 205, 208, 289, 319	
			Globorotalia peripheroacuta N 10	55, 56, 63, 64, 70, 71, 73, 77, 78, 79, 80, 81, 155, 173, 205, 208, 288, 289, 319	
			Orbulina suturalis – Globorotalia peripheroronda N 9	55, 56, 63, 64, 71, 73, 77, 78, 79, 80, 81, 167, 173, 200, 205, 206, 207, 289, 292, 296, 313, 319	
	Нижний	Бурдигальский	Praeorbulina glomerosa N 8	55, 62, 63, 64, 71, 74, 75, 77, 78, 79, 80, 81, 167, 171, 173, 200, 279, 281, 288, 289, 292, 296, 315, 317, 319, 320	
			Globigerinatella insueta N 7	55, 63, 64, 71, 72, 77, 78, 79, 80, 159, 173, 208, 289, 292, 296, 317	
			Globigerinita stainforthi N 6	55, 63, 64, 69, 173, 200, 289, 292, 296, 317, 320	70, 71, 74, 75, 77, 78, 79, 80, 159, 178, 208, 209
		Аквитанский	Globigerinita dissimilis N 5	55, 59, 64, 171, 208, 289, 292, 296, 317	
			Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri N 4	55, 56, 57, 58, 59, 62, 63, 64, 69, 70, 71, 73, 74, 75, 77, 78, 79, 80, 159, 165, 167, 173, 206, 208, 209, 288, 289, 292, 296, 315, 317, 318, 320	

Bolli, *Globigerina venezuelana* Hedb., *G. juvenilis* Bolli, *G. bradyi* Wiesn., *G. woodi* Jenk., *Globigerinita dissimilis* (Cushm. et Berm.), *Globoquadrina praedehiscens* Bann. et Blow. Тихий океан: Каролинское поднятие (скв. 55, 56, 57, 58, 59), поднятие Эуарипик (скв. 62), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 64, 288, 289), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), хребет Палау-Кюсю (скв. 296), восточная экваториальная область Тихого океана (скв. 69, 70, 71, 73, 77, 78, 79, 80, 159), севернее Маркизских островов (скв. 74, 75), поднятие Магеллана (скв. 167), острова Лайн (скв. 165, 315), плато Манихики (скв. 317), острова Туа-

Зональная шкала миоценовых отложений Атлантического океана по планктонным фораминиферам

Отдел	Подотдел	Ярус	Зона	Скважины	
МИОЦЕН	Верхний	Мессинский	Globorotalia tumida (Globorotalia margaritae margaritae) N 18	15, 16, 17, 25, 29, 94, 98, 101, 102, 103, 132, 134, 141, 142, 148, 154, 335, 366, 368, 369, 374, 375, 376, 378, 400, 403, 404, 405, 406	
			Globorotalia plesiotumuda N 17	15, 16, 17, 25, 29, 89, 90, 91, 98, 102, 103, 104, 106, 132, 142, 149, 334, 335, 359, 360, 362, 366, 368, 372, 375, 382, 386, 388, 391, 400, 402, 403, 404, 405, 406	
		Тортонский	Globorotalia merotumida (Globorotalia acostaensis) N 16	15, 16, 23, 25, 29, 30, 89, 90, 91, 97, 101, 102, 103, 104, 121, 135, 142, 146, 149, 153, 154, 334, 335, 359, 360, 362, 366, 368, 372, 375, 388, 400, 402, 406	
			Globorotalia continuosa N 15	15, 16, 90, 103, 104, 149, 359, 368, 388, 400, 334	
	Средний	?	Globigerina nepenthes – Globorotalia siakensis N 14	30, 91, 101, 103, 104, 106, 129, 149, 150, 359, 368, 388, 400, 335	15, 87, 90, 91, 126, 357, 360, 362, 363, 364, 368, 372, 375, 391, 406
			Sphaeroidinellopsis subdehiscens – Globigerina druryi N 13	30, 104, 106, 149, 391	
			Globorotalia fohsi lobata (Globorotalia fohsi) N 12	30, 104, 139, 149, 151, 362, 366, 391, 400	
			Globorotalia fohsi fohsi (Globorotalia praefohsi) N 11	29, 30, 31, 90, 104, 149, 151, 153, 362, 366, 369	
			Globorotalia peripheroacuta N 10	30, 90, 91, 116, 142, 149, 151, 362, 366, 369, 400	
			Orbulina suturalis – Globorotalia peripheroronda N 9	15, 30, 104, 116, 118, 129, 135, 136, 149, 151, 153, 354, 357, 360, 362, 369, 372, 375, 400, 406	
	Нижний	Бурдигальский	Praeorbulina glomerosa N 8	14, 15, 29, 30, 94, 116, 142, 149, 151, 355, 360, 362, 369, 372, 375, 377, 391, 400, 406	
			Globigerinatella insueta N 7	15, 17, 18, 29, 116, 142, 149, 150, 153, 362, 366, 372, 377, 400	
		Аквитанский	Globigerinita stainforthi N 6	14, 15, 17, 18, 29, 116, 149, 354, 369	116, 139, 140, 151, 357, 360, 366, 372, 375, 391, 400
			Globigerinita dissimilis N 5	14, 15, 17, 18, 22, 29, 149, 150, 151, 355, 356, 366, 369	
			Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri N 4	14, 17, 18, 22, 23, 24, 27, 31, 94, 98, 146, 149, 150, 151, 153, 354, 355, 356, 357, 362, 363, 364, 366, 369, 391, 400	

моту (скв. 318), впадина Новой Каледонии (скв. 206), поднятие Лорд-Хау (скв. 208), Коралловое море (скв. 209), район между Галапагосским поднятием и Перуанско-Чилийским желобом (скв. 320), мыс Мендосино у побережья Калифорнии (скв. 173). Атлантический океан: впадина Блейк-Багама (скв. 391), Багамское плато (скв. 98), Мексиканский залив (скв. 31, 94), Венесуэльская впадина (скв. 146, 149, 150, 151, 153), хребет Сеара (скв. 354), абиссальная равнина Демерара (скв. 27), абиссальная равнина-Пернамбуко (скв. 23, 24), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 22, 357), Бразильская впадина (скв. 14, 355), восточный склон Срединно-Атлантического хребта (скв. 17, 18), Китовый хребет (скв. 362, 363), Ангольская впадина (скв. 364), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366),

континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Бискайский залив (скв. 400).

Необходимо добавить, что в некоторых указанных разрезах олигоцен-нижнемиоценовых отложений Тихого и Атлантического океанов нижнемиоценовая зона Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri включает, очевидно, и позднеолигоценовую зону Globorotalia kugleri s. str. с *G. kugleri* Bolli, *G. pseudokugleri* Blow, но без глобигериноидесов.

Зона Globigerinita dissimilis с *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. altiapertura* Bolli, *Globigerinita dissimilis* (Cushm. et Berm.), *G. stainforthi* (Bolli, Loebl. et Tapp.), *Globoquadrina praedehiscens* Bann. et Blow, *Globigerina venezuelana* Hedb., *G. woodi* Jenk., *G. juvenilis* Bolli, *G. binaensis* Koch, *Globoquadrina altispira* (Cushm. et Jarv.), *Globorotalia siakensis* (LeRoy), *G. peripheroronda* Bann. et Blow, *G. nana* Bolli. Тихий океан: хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), поднятия Хорайзон (скв. 171), Каролинское (скв. 55, 59), Онтонг-Джава (скв. 64, 289), Лорд-Хау (скв. 208), плато Манихики (скв. 317). Атлантический океан: Венесуэльская впадина (скв. 29, 149, 150, 151), плато Сан-Паулу (скв. 356), Бразильская впадина (скв. 14, 355), поднятие Риу-Гранди (скв. 22), западный (скв. 15) и восточный (скв. 17, 18) склоны Срединно-Атлантического хребта, поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369).

Зона Globigerinita stainforthi содержит сходный комплекс планктонных фораминифер, отличаясь появлением *Globoquadrina dehiscens* (Chapm., Parr et Coll.) и *Globigerinatella insueta* Cushm. et Stainf. Тихий океан: хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), Каролинское поднятие (скв. 55), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 64, 289), восточнее островов Лайн (скв. 69), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 200), плато Манихики (скв. 317), мыс Мендосино у побережья Калифорнии (скв. 173), район между Галапагосским поднятием и Перуанско-Чилийским желобом (скв. 320). Атлантический океан: плато Рокколл (скв. 116), Венесуэльская впадина (скв. 29, 149), хребет Сеара (скв. 354), Бразильская впадина (скв. 14), западный (скв. 15) и восточный (скв. 17, 18) склоны Срединно-Атлантического хребта, континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369).

Близость ассоциаций планктонных фораминифер двух рассмотренных зон приводит к тому, что в некоторых случаях они объединяются в одно подразделение. Тихий океан: абиссальная равнина Аляски (скв. 178), восточная экваториальная полоса (скв. 70, 71, 74, 75, 77, 78, 79, 80, 159), поднятие Лорд-Хау (скв. 208, 209). Атлантический океан: плато Рокколл (скв. 116), впадина Блейк-Багама (скв. 391), Венесуэльская впадина (скв. 151), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), впадина Кейп (скв. 360), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 36[illegible]), континентальный склон Африки против мыса Бланк (скв. 139, 140), Бискайский залив (скв. 400). Средиземное море: поднятие Менорка (скв. 372), поднятие Флоренс западнее Кипра (скв. 375).

Зона Globigerinatella insueta (или зона Globigerinatella insueta – Globigerinoides trilobus) характеризуется *Globigerinatella insueta* Cushm. et Stainf., *Globigerinoides subquadratus* Bronn., *G. trilobus* (Reuss), *G. diminutus* Bolli, *Globoquadrina dehiscens* (Chapm., Parr et Coll.), *G. altispira* (Cushm. et Jarv.), *G. baroemoenensis* (LeRoy), *Globigerinita stainforthi* (Bolli, Loebl. et Tapp.), *Globigerina bollii* Cita et Premoli Silva, *G. falconensis* Blow, *G. foliata* Bolli, *Globorotaloides suteri* Bolli, *Globorotalia siakensis* (LeRoy), *G. peripheroronda* Bann. et Blow. Тихий океан: хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), Каролинское поднятие (скв. 55), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 64, 289), восточная экваториальная полоса Тихого океана (скв. 71, 72, 77, 78, 79, 80, 159), мыс Мендосино у калифорнийского побережья (скв. 173), плато Манихики (скв. 317), поднятие Лорд-Хау (скв. 208). Атлантический океан: плато Рокколл (скв. 116), Венесуэльская впадина (скв. 29, 149, 150, 153), абиссальная равнина Сеара (скв. 142), западный (скв. 15) и восточный (скв. 17, 18)

склоны Срединно-Атлантического хребта, Китовый хребет (скв. 362), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), Бискайский залив (скв. 400). Средиземное море: поднятие Менорка (скв. 372), Средиземноморский хребет (скв. 377).

Нижний миоцен заканчивается зоной Praecrbulina glomerosa, которая в работах различных авторов носит также названия: зона Praeorbulina glomerosa curva, зона Globigerinoides bisphaerica, зона Globigerinatella insueta – Globigerinoides bisphaerica. Эта зона отличается развитием *Praeorbulina glomerosa* (Blow), *P. transitoria* (Blow), *Globigerinoides bisphaerica* Todd, *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwag.), совместно с которыми встречаются *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. subquadratus* Bronn., *Globoquadrina altispira* (Cushm. et Jarv.), *G. dehiscens* (Chapm., Parr et Coll.), *Globigerinatella insueta* Cushm. et Stainf., *Globorotalia siakensis* (LeRoy), *G. peripheroronda* Bann. et Blow и другие виды. Тихий океан: хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), Каролинское поднятие (скв. 55), поднятие Эуарипик (скв. 62), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 64, 288, 289), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 200), поднятие Магеллана (скв. 167), поднятие Хорайзон (скв. 171), острова Лайн (скв. 315), восточная экваториальная полоса океана (скв. 71, 77, 78, 79, 80, 81), севернее Маркизских островов (скв. 74, 75), мыс Мендосино у калифорнийского побережья (скв. 173), плато Манихики (скв. 317), Южно-Тасманово поднятие (скв. 281), севернее хребта Макквори (скв. 279), впадина Бауэра (скв.319), район между Галапагосским поднятием и Перуанско-Чилийским желобом (скв. 320).

Атлантический океан: плато Рокколл (скв. 116), впадина Блейк-Багама (скв. 391), Мексиканский залив (скв. 94), Венесуэльская впадина (скв. 29, 30, 149, 151), абиссальная равнина Сеара (скв. 142). Бразильская впадина (скв. 355, 14), западный склон Срединно-Атлантического хребта (скв.15), впадина Кейпа (скв. 360), Китовый хребет (скв. 362), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Бискайский залив (скв. 400), Средиземное море: поднятие Менорка (скв. 372), поднятие Флоренс западнее Кипра (скв. 375), Средиземноморский хребет (скв. 377).

Нижней границей среднего миоцена считается уровень появления рода *Orbulina*, т.е. подошва зоны Orbulina suturalis – Globorotalia peripheroronda. Группа видов планктонных фораминифер свойственна всему среднему миоцену – *Orbulina suturalis* Bronn., *Biorbulina bilobata* (d'Orb.), *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwag.), *Globoquadrina dehiscens* (Chapm., Parr et Coll.), *G. altispira* (Cushm. et Jarv.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. subquadratus* Bronn., *G. obliquus obliquus* Bolli, *Globorotalia obesa* Bolli, *G. siakensis* (LeRoy), *G. minutissima* Bolli, *G. continuosa* Blow, *G. scitula* (Brady), *Globigerina concinna* Reuss, *G. foliata* Bolli, *G. bollii* Cita et Premoli Silva, *G. juvenilis* Bolli, *Globorotaloides variabilis* Bolli, *Globigerinita glutinata* (Egger) и др. В то же время имеются виды фораминифер с более узким стратиграфическим диапазоном, которые позволяют подразделить средний миоцен на шесть зон:

Зона Orbulina suturalis – Globorotalia peripheroronda, где эти индекс-виды сопровождаются *Praeorbulina glomerosa* (Blow), *P. transitoria* (Blow), *Globigerinoides bisphaerica* Todd, *Globorotalia archaeomenardii* Bolli, *G.(Clavatorella) bermudezi* Bolli. Тихий океан: хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), Каролинское поднятие (скв. 55, 56), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 200), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 64, 289), поднятие Магеллана (скв. 167), Центрально-Тихоокеанские горы (скв. 313), восточная экваториальная полоса океана (скв. 71, 73, 77, 78, 79, 80, 81), мыс Мендосино (скв. 173), впадина Новой Каледонии (скв. 206), поднятие Лорд-Хау (скв. 207), Южно-Фиджийская впадина (скв. 205), впадина Бауэра (скв. 319). Атлантический океан: плато Рокколл (скв. 116, 406), Багамское плато (скв. 104), Венесуэльская впадина (скв. 30, 149, 151, 153), хребет Сеара (скв. 354), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), западный склон Срединно-Атлантического хребта (скв. 15), впадина Кейп (скв. 360), Китовый хребет (скв. 362), абис-

сальная равнина Хорсшу (скв. 135), севернее острова Мадейра (скв. 136), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Бискайский залив (скв. 118, 400). Средиземное море: глубоководный желоб Страбо (скв. 129), поднятие Менорка (скв. 372), поднятие Флоренс западнее Кипра (скв. 375).

Зона Globorotalia peripheroacuta определяется появлением *G. peripheroacuta* Bann. et Blow, *G. praemenardii* Cushm. et Stainf., а представители рода *Praeorbulina* и *Globigerinoides bisphaerica* Todd исчезают. Тихий океан: Каролинское поднятие (скв. 55, 56), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 64, 288, 289), восточная экваториальная полоса океана (скв. 70, 71, 73, 77, 78, 79, 80, 81), хребет Койба (скв. 155), мыс Мендосино (скв. 173), впадина Бауэра (скв. 319), Южно-Фиджийская впадина (скв. 205), поднятие Лорд-Хау (скв. 208). Атлантический океан: плато Рокколл (скв. 116), Мексиканский залив (скв. 90, 91), Венесуэльская впадина (скв. 30, 149, 151), абиссальная равнина Сеара (скв. 142), Китовый хребет (скв. 362), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Бискайский залив (скв. 400).

Зона Globorotalia fohsi fohsi (или зона Globorotalia praefohsi) с *G. fohsi fohsi* Cushm. et Ell. и *Globigerina druryi* Akers. Тихий океан: Каролинское поднятие (скв. 55), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 289), восточная экваториальная полоса океана (скв. 70, 71, 73, 78, 79, 80, 81), хребет Койба (скв. 155), мыс Мендосино (скв. 173), впадина Бауэра (скв. 319), Южно-Фиджийская впадина (скв. 205), поднятие Лорд-Хау (скв. 208). Атлантический океан: Багамское плато (скв. 104), Мексиканский залив (скв. 90), Венесуэльская впадина (скв. 29, 30, 31, 149, 151, 153), Китовый хребет (скв. 362), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), восточный склон Срединно-Атлантического хребта южнее зоны разлома Кейн (скв. 396).

Зона Globorotalia fohsi lobata (или зона Globorotalia fohsi по терминологии Блоу) с *G. fohsi lobata* Berm., *G. fohsi robusta* Berm., *G. miozea* Finlay. Тихий океан: хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), Каролинское поднятие (скв. 55, 56), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288, 289), восточная экваториальная полоса океана (скв. 70, 71, 72, 73, 77), хребет Койба (скв. 155), Кокосовый хребет (скв. 158), мыс Мендосино (скв. 173), впадина Бауэра (скв. 319), Южно-Фиджийская впадина (скв. 205), поднятие Лорд-Хау (скв. 208). Атлантический океан: Багамское плато (скв. 104), впадина Блейк-Багама (скв. 391), Венесуэльская впадина (скв. 30, 149, 151), Китовый хребет (скв. 362), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), континентальный склон Африки западнее мыса Бланк (скв. 139), Бискайский залив (скв. 400).

Зона Sphaeroidinellopsis subdehiscens – Globigerina druryi со *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* Blow, *Orbulina universa* d'Orb., *Globorotalia lenguaensis* Bolli, *Globigerinoides bollii* Blow. Тихий океан: хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), поднятие Эуарипик (скв. 62), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288, 289), восточная экваториальная полоса океана (скв. 71, 77), острова Лайн (скв. 315), Кокосовый хребет (скв. 158), мыс Мендосино (скв. 175), впадина Бауэра (скв. 319), плато Манихики (скв. 317), Южно-Фиджийская впадина (скв. 205), поднятие Лорд-Хау (скв. 208). Атлантический океан: впадина Блейк-Багама (скв. 391), Багамское плато (скв. 104), континентальный склон юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 106), Венесуэльская впадина (скв. 30, 149).

Зона Globigerina nepenthes – Globorotalia siakensis с *Globigerina nepenthes* Todd, *Globorotalia menardii* (d'Orb.), *G. scitula* (Brady). Нижнюю границу этой зоны не переходит группа Globorotalia fohsi, а также *G. praemenardii* и *Globigerina druryi*; в кровле зоны исчезает *Globorotalia siakensis* (LeRoy).

Тихий океан: хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), Каролинское поднятие (скв. 55, 56), поднятие Эуарипик (скв. 62), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 64, 288, 289), восточная экваториальная полоса океана (скв. 70, 71, 73), хребет Койба (скв. 155), Кокосовый хребет (скв. 158), мыс Мендосино (скв. 173), впадина Бауэра (скв. 319), плато Манихики (скв. 317), Южно-Фиджийская впадина (скв. 205), поднятие Лорд-Хау (скв. 208), Коралловое море (скв. 209). Атлантический океан: подножие континентального склона Америки юго-восточнее Норфолка (скв. 388), Багамское плато (скв. 101, 103, 104), нижняя часть континентального склона восточнее Нью-Йорка (скв. 106), Мексиканский залив (скв. 91), Венесуэльская впадина (скв. 30, 149, 150), Китовый хребет (скв. 359), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 368), Бискайский залив (скв. 400). Средиземное море: глубоководный желоб Страбо (скв. 129).

В случае отсутствия некоторых представителей группы *Globorotalia fohsi* и других руководящих видов установление зон среднего миоцена становится затруднительным. Поэтому в ряде районов выделяются отложения нерасчлененного среднего миоцена или в объеме двух-трех смежных зон. Тихий океан: поднятия Хесса (скв. 310), Шатского (скв. 305), Западно-Марианская впадина (скв. 54), поднятие Магеллана (скв. 167), острова Туамоту (скв. 318), район хребта Макквори (скв. 278 и 279) и Южно-Тасманова поднятия (скв. 280, 281). Атлантический океан: Мексиканский залив (скв. 87, 90, 91), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), впадина Кейп (скв. 360), Китовый хребет (скв. 362, 363), Ангольская впадина (скв. 364), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 368), плато Рокколл (скв. 406). Средиземное море: Средиземноморский хребет (скв. 126), поднятие Менорка (скв. 372), поднятие Флоренс западнее Кипра (375).

В свете существующих стратиграфических представлений и применяемой на борту "Гломар Челленджера" стратиграфической шкалы тортонский ярус включается в состав верхнего миоцена. В этом случае в качестве нижней границы верхнего миоцена принимается подошва зоны Globorotalia continuosa. Верхний миоцен состоит из четырех зон:

Зона Globorotalia continuosa с *Orbulinia universa* d'Orb., *Globorotalia menardii* (d'Orb.), *G. continuosa* Blow, *G. cultrata* (d'Orb.), *G. scitula* (Brady), *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* Blow, *Sph. seminulina* (Schwag.), *Globigerina nepenthes* Todd, *G. bulloides* d'Orb., *G. concinna* Reuss, *Globigerinoides bollii* Blow, *G. obliquus obliquus* Bolli, *Globoquadrina altispira* (Cushm. et Jarv.), *G. dehiscens* (Chapm., Parr et Coll.), *Globigerinella siphonifera* (d'Orb.), *Globigerinita glutinata* (Egger). Тихий океан: хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), поднятие Шатского (скв. 305), Каролинское поднятие (скв. 55, 56), поднятие Эуарипик (скв. 62), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 64, 289), восточная экваториальная полоса океана (скв. 71, 77), восточнее Восточно-Тихоокеанского хребта (скв. 83), хребет Койба (скв. 155), Кокосовый хребет (скв. 158), мыс Мендосино (скв. 173), впадина Бауэра (скв. 319), острова Туамоту (скв. 318), плато Манихики (скв. 317), Южно-Фиджийская впадина (скв. 205), поднятие Лорд-Хау (скв. 208), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 200). Атлантический океан: Багамское плато (скв. 103, 104), подножие континентального склона юго-восточнее Норфолка (скв. 388), Мексиканский залив (скв. 90, 91), Венесуэльская впадина (скв. 149), западный склон Срединно-Атлантического хребта к востоку от поднятия Риу-Гранди (скв. 15, 16), Китовый хребет (скв. 359), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 368), Бискайский залив (скв. 400).

Зона Globorotalia merotumida (или зона Globorotalia acostaensis) с *G. acostaensis* Blow, *G. merotumida* Bann. et Blow, *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli et Berm., *Globigerina decoraperta* Tak. et Saito, *G. microstoma* Cita, Premoli Silva et Rossi, *G. quinqueloba* Natl. Совместно с ними встречается почти весь комплекс планктонных фораминифер из подстилающих отложений зоны Globoro-

talia continuosa, исчезает лишь сама *G.continuosa*. Тихий океан: поднятие Хесса (скв. 310), поднятие Шатского (скв. 305), хребет Палау-Кюсю (скв.296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), Каролинское поднятие (скв. 55, 56), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 200), поднятие Эуарипик (скв. 62), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 288, 289), поднятие Магеллана (скв. 167), острова Лайн (скв. 315, 316), восточная экваториальная полоса океана (скв. 71, 72, 77, 79, 82, 83), хребет Койба (скв. 155), Кокосовый хребет (скв. 158), мыс Мендосино (скв. 173), впадина Бауэра (скв. 319), острова Туамоту (скв. 318), плато Манихики (скв. 317), Южно-Фиджийская впадина (скв. 205), поднятие Лорд-Хау (скв. 208). Атлантический океан: Багамское плато (скв. 101, 102, 103, 104), подножие континентального склона юго-восточнее Норфолка (скв. 388), Мексиканский залив (скв. 89, 90, 91, 97), Венесуэльская впадина (скв. 29, 30, 146,149, 153), Колумбийская впадина (скв. 154), абиссальная равнина Сеара (скв.142), Северо-Бразильский хребет (скв. 25), абиссальная равнина Пернамбуко (скв. 23), Китовый хребет (скв. 359, 362), впадина Кейпа (скв. 360), поднятия Сьерра-Леоне (скв. 366) и Островов Зеленого Мыса (скв. 368), Бискайский залив (скв. 400, 402), абиссальная равнина Хорсшу (скв. 135), западный склон Срединно-Атлантического хребта восточнее поднятия Риу-Гранди (скв.15, 16) и юго-западнее Азорских островов (скв. 334, 335). Средиземное море: впадина Альборан (скв. 121), поднятие Менорка (скв. 372), поднятие Флоренс западнее Кипра (скв. 375).

Зона Globorotalia plesiotumida (или зона Globorotalia dutertrei), где появляются *G. plesiotumida* Bann. et Blow, *G. dutertrei* (d'Orb.), *G. pseudomiocenica* Bolli, *Candeina nitida* d'Orb., *Pulleniatina primalis* Bann. et Blow. Совместно с ними развиты *Globorotalia menardii* (d'Orb.), *G. scitula* (Brady), *G. acostaensis* Blow, *G. merotumida* Bann. et Blow, *G. cultrata* (d'Orb.), *G. miozea saphoae* Bizon, *Orbulina universa* d'Orb., *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwag.), *Sph. subdehiscens* Blow, *Globigerinoides obliquus obliquus* Bolli, *G. obliquus extremus* Bolli et Berm., *G. trilobus* (Reuss), *G. bollii* Blow, *Globigerina nepenthes* Todd, *G. bulbosa* LeRoy, *G. bulloides* d'Orb., *Globoquadrina dehiscens* (Chapm., Parr et Coll.), *G. altispira* (Cushm. et Jarv.), *Globigerinella siphonifera* (d'Orb.), *Globigerinita glutinata* (Egger). Тихий океан: поднятие Хесса (скв. 310), поднятие Шатского (скв. 47, 48, 305), хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), Каролинское поднятие (скв. 56), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 200), поднятие Эуарипик (скв. 62), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 64, 289), восточная экваториальная полоса океана (скв. 71, 72, 77, 79, 80, 83), у побережья Панамы (скв. 84), хребет Койба (скв. 155), Кокосовый хребет (скв. 158), Калифорнийское побережье (скв. 33, 34, 36), мыс Мендосино (скв. 173), хребет Карнеги (скв. 157), впадина Бауэра (скв. 319), острова Туамоту (скв. 318), плато Манихики (скв. 317), Южно-Фиджийская впадина (скв.205), поднятие Лорд-Хау (скв. 208), острова Лайн (скв. 315).

Отложения зоны Globorotalia plesiotumida установлены во многих районах Атлантического океана: плато Рокколл (скв. 403, 404, 405, 406), подножие континентального склона юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 106) и юго-восточнее Норфолка (скв. 388), подводная гора Нешвилль (скв. 382), Бермудское поднятие (скв. 386), Багамское плато (скв. 98, 102, 103, 104), впадина Блейк-Багама (скв. 391), Мексиканский залив (скв. 89, 90, 91), Венесуэльская впадина (скв. 29, 149), Северо-Бразильский хребет (скв.25), абиссальная равнина Сеара (скв. 142), западный (скв. 15, 16) и восточный (скв. 17) склоны Срединно-Атлантического хребта к востоку от поднятия Риу-Гранди, Китовый хребет (скв. 359, 362), впадина Кейп (скв. 360), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 368), Бискайский залив (скв. 400, 402), западный склон Срединно-Атлантического хребта юго-западнее Азорских островов (скв. 334, 335). Средиземное море: Тирренское поднятие (скв. 132), поднятие Менорка (скв. 372), поднятие Флоренс западнее Кипра (скв. 375).

Зона Globorotalia tumida (или зона Globorotalia margaritae margaritae) содержит близкий комплекс планктонных фораминифер. Она отличается появлением *G. tumida* (Brady), *G. margaritae margaritae* Bolli et Berm., *G. multicamerata* Cushm. et Jarv., *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *G. conglobatus* (Brady). Некоторые исследователи помещают эту зону в основание плиоцена. Тихий океан: поднятие Хесса (скв. 310), поднятие Шатского (скв. 47, 48, 305), впадина Шикоку (скв. 297), хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292), Каролинское поднятие (скв. 56, 57), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 200), поднятие Эуарипик (скв. 62), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 289), восточная экваториальная полоса Тихого океана (скв. 71, 72, 73, 77, 79, 80, 83), побережье Панамы (скв. 84), хребет Койба (скв. 155), Кокосовый хребет (скв. 158), мыс Мендосино (скв. 173), Калифорнийское побережье (скв. 33, 34, 36), хребет Карнеги (скв. 157), впадина Бауэра (скв. 319), острова Туамоту (скв. 318), плато Манихики (скв. 317), острова Лайн (скв. 315), острова Новые Гебриды (скв. 286), впадина Н. Каледонии (скв. 206), поднятие Лорд-Хау (скв. 208), Коралловое море (скв. 210), Южно-Фиджийская впадина (скв. 205).

Атлантический океан: плато Рокколл (скв. 403, 404, 405, 406), Багамское плато (скв. 98, 101, 102, 103), Мексиканский залив (скв. 94), Венесуэльская впадина (скв. 29, 148), Колумбийская впадина (скв. 154), Северо-Бразильский хребет (скв. 25), абиссальная равнина Сеара (скв. 142), западный (скв. 15, 16) и восточный (скв. 17) склоны Срединно-Атлантического хребта восточнее поднятия Риу-Гранди, поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 141, 368), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), Бискайский залив (скв. 400), западный склон Срединно-Атлантического хребта юго-западнее Азорских островов (скв. 335). Средиземное море: Тирренское поднятие (скв. 132), склон Сардинии у Балеарской абиссальной равнины (скв. 134), Ионическое море (скв. 374), поднятие Флоренс западнее Кипра (скв. 375, 376), впадина севернее острова Крит (скв. 378).

В качестве нижней границы плиоцена принимается уровень появления *Sphaeroidinella dehiscens*, т.е. подошва зоны Globorotalia margaritae evoluta. Плиоцен подразделяется на три зоны (табл. 7, 8).

Зона Globorotalia margaritae evoluta (или зона Sphaeroidinella dehiscens – Globoquadrina altispira) с *Globorotalia margaritae evoluta* Cita, *G. margaritae margaritae* Bolli et Berm., *G. tumida* (Brady), *G. inflata* (d'Orb.), *G. crassaformis* Gall. et Wiessl., *G. multicamerata* Cushm. et Jarv., *G. pertenuis* Beard, *G. plesiotumida* Bann. et Blow, *G. menardii* (d'Orb.), *G. pseudomiocenica* Bolli, *G. dutertrei* (d'Orb.), *Sphaeroidinella dehiscens* (Park. et Jon.), *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* Blow, *Sph. seminulina* (Schwag.), *Pulleniatina obliquiloculata* (Park. et Jon.), *Candeina nitida* d'Orb., *Globoquadrina dehiscens* (Chapm., Parr et Coll.), *G. altispira* (Cushm. et Jarv.), *Globigerina nepenthes* Todd, *G. bulloides* d'Orb., *Orbulina universa* d'Orb., *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *G. trilobus* (Reuss), *G. ruber* (d'Orb.), *G. sacculifer* (Brady), *Globigerinella siphonifera* (d'Orb.), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globorotaloides hexagonus* (Natland). Тихий океан: поднятия Хесса (скв. 310), Шатского (скв. 305), впадина Шикоку (скв. 297), хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 290, 292), Каролинское поднятие (скв. 55, 57, 58), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 200, 202), поднятие Эуарипик (скв. 62), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятие Онтонг-Джава (скв. 64, 289), острова Лайн (скв. 315), восточная экваториальная полоса океана (скв. 71, 72, 73, 76, 80, 82, 83), побережье Панамы (скв. 84), Кокосовый хребет (скв. 158), мыс Мендосино (скв. 173), Калифорнийское побережье (скв. 33, 34, 36), побережье Орегона (скв. 174), хребет Пол-Ревере западнее острова Ванкувер (скв. 177), хребет Карнеги (скв. 157), впадина Бауэра (скв. 319), острова Туамоту (скв. 318), плато Манихики (скв. 317), острова Новые Гебриды (скв. 286), впадина Новой Каледонии (скв. 206), поднятие Лорд-Хау (скв. 207, 208), Коралловое море (скв. 210).

Атлантический океан: плато Рокколл (скв. 403, 406), подножие континентального склона юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 106), Багамское плато

Таблица 7

Зональная стратиграфия четвертичных и плиоценовых отложений Тихого океана по планктонным фораминиферам

Система	Отдел	Зона		Скважины	
Четвертичная	Голоцен	Globorotalia truncatulinoides s. l.	Globigerina calida calida s. l. N 23	47, 49, 55, 58, 71, 72, 73, 74, 75, 77, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 155, 157, 158, 166, 167, 171, 175, 176, 177, 178, 179, 200, 202, 207, 208, 209, 275, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 284, 305, 309, 310, 313, 315, 316, 317, 319, 320, 321	62, 63, 64, 173, 174, 203, 206, 210, 286, 287, 288, 292, 293, 296, 298
	Плейстоцен		Globorotalia truncatulinoides s. str. N 22		62, 63, 64, 173, 174, 203, 206, 210, 286, 287, 289, 292, 296, 297, 298
Неогеновая	Плиоцен	Globorotalia tosaensis "N 21"		32, 33, 34, 36, 47, 55, 57, 58, 62, 63, 71, 72, 73, 76, 77, 79, 82, 83, 84, 157, 158, 167, 171, 173, 176, 177, 178, 200, 203, 206, 207, 208, 209, 210, 286, 287, 288, 289, 292, 293, 296, 297, 305, 310, 315, 317, 318, 319	
		Globorotalia miocenica "N 20"		32, 33, 34, 36, 57, 58, 62, 71, 72, 73, 76, 77, 82, 83, 84, 155, 157, 158, 173, 174, 177, 200, 203, 206, 207, 208, 209, 210, 305, 310, 317, 318, 319	
		Globorotalia margaritae evoluta "N 19"		33, 34, 36, 55, 57, 58, 62, 63, 64, 71, 72, 73, 76, 77, 80, 82, 83, 84, 157, 158, 173, 174, 200, 202, 206, 207, 208, 210, 286, 289, 290, 292, 296, 297, 305, 310, 315, 317, 318, 319	

(скв. 98, 99, 101, 102, 103), Мексиканский залив (скв. 2, 3, 86, 88, 89, 90, 91, 94), Венесуэльская впадина (скв. 29, 30, 31, 148, 150, 151), Колумбийская впадина (скв. 154), Северо-Бразильский хребет (скв. 25), абиссальная равнина Сеара (скв. 142); западный склон Срединно-Атлантического хребта восточнее поднятия Риу-Гранди (скв. 15, 16), западнее Азорских островов (скв. 333, 335), южнее разлома Кейн (скв. 395) и восточный склон того же хребта южнее разлома Кейн (скв. 396); хребет Сеара (скв. 354), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), Китовый хребет (скв. 359, 362), впадина Кейп (скв. 360), Ангольская впадина (скв. 364), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366) и абиссальная равнина к востоку от поднятия (скв. 13), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 140, 141, 368), континентальный склон у мыса Бланк (скв. 139) и Испанской Сахары (скв. 369), севернее острова Мадейра (скв. 136), абиссальная равнина Хорсшу (скв. 135), банка Горринг (скв. 120), Бискайский залив (скв. 400).

Средиземное море: впадина Альборан (скв. 121), впадина Валенсия (скв. 122), хребет Валенсия (скв. 123), Южно-Балеарская впадина (скв. 371), поднятие Менорка (скв. 372), Ионическое море (скв. 125, 374, 127), Тирренское поднятие (скв. 132), склон Сардинии у Балеарской абиссальной равнины (скв. 134), поднятие Флоренс западнее Кипра (скв. 375, 376), впадина Крита (скв. 378).

Зона Globorotalia miocenica, в которой распространение получают *G. miocenica* Palm. и *G. exilis* Blow. Из подстилающих отложений переходит большинство видов планктонных фораминифер, исключение составляют *Globorotalia margaritae* s. l., *Globigerina nepenthes*. Однако в нижней половине зоны происходит существенное изменение микрофауны – исчезают *Globorotalia multicamerata*, *G. pertenuis*, представители родов *Sphaeroidinellopsis* и *Globoquadrina*. Тихий океан: поднятия Хосса (скв. 310), Шатского (скв. 305), Каролинское (скв. 57, 59), гайот Ита-Маи-Таи (скв. 200), поднятие Эуарипик (скв. 62), восточ-

ная экваториальная полоса океана (скв. 71, 72, 73, 76, 77, 82, 83), побережье Панамы (скв. 84), хребет Койба (скв. 155), Кокосовый хребет (скв. 158), Калифорнийское побережье (скв. 32, 33, 34, 36), мыс Мендосино (скв. 173), побережье Орегона (скв. 174), хребет Пол-Ревере (скв. 177), хребет Карнеги (скв. 157), впадина Бауэра (скв. 319), острова Туамоту (скв. 318), плато Манихики (скв. 317), впадина Лау (скв. 203), впадина Новой Каледонии (скв. 206), поднятие Лорд-Хау (скв. 207, 208), Коралловое море (скв. 209, 210).

Атлантический океан: подводная гора Нешвилль (скв. 382), Багамское плато (скв. 102, 103), Мексиканский залив (скв. 2, 3, 88, 89, 91, 94), Венесуэльская впадина (скв. 29, 30, 31, 148, 150, 153), Северо-Бразильский хребет (скв. 25); западный склон Срединно-Атлантического хребта восточнее поднятия Риу-Гранди (скв. 15, 16), юго-западнее Азорских островов (скв. 332, 333, 335), южнее разлома Кейн (скв. 395) и восточный склон того же хребта южнее разлома Кейн (скв. 396); плато Сан-Паулу (скв. 356), Ангольская впадина (скв. 364), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366) и абиссальная равнина к востоку от поднятия (скв. 13), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 140, 141, 368), континентальный склон у мыса Бланк (скв. 139). Средиземное море: хребет Валенсия (скв. 123), Южно-Балеарская впадина (скв. 371), поднятие Менорка (скв. 372), Ионическое море (скв. 125, 374), Тирренское поднятие (скв. 132), склон Сардинии у Балеарской абиссальной равнины (скв. 134), поднятие Флоренс (скв. 376), впадина севернее Крита (скв. 378).

Зона Globorotalia tosaensis с *G. tosaensis* Tak. et Saito, *G. crassaformis* s. l. Gall. et Wissl., *G. inflata* (d'Orb.), *G. tumida* (Brady), *G. menardii* (d'Orb.), *G. dutertrei* (d'Orb.), *G. pachyderma* (Ehrenb.), *G. scitula* (Brady), *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *G. ruber* (d'Orb.), *G. sacculifer* (d'Orb.), *G. obliquus* Bolli *Orbulina universa* d'Orb., *Sphaeroidinella dehiscens* (Park. et Jon.), *Candeina nitida* d'Orb., *Pulleniatina obliquiloculata* (Park. et Jon.) и др. Такие виды, как *Globorotalia miocenica, G. pseudomiocenica; Pulleniatina primalis,* из подстилающих отложений в рассматриваемую зону не переходят.

Отложения зоны Globorotalia tosaensis в Тихом океане вскрыты 48 скважинами – поднятия Хесса (скв. 310), Шатского (скв. 47, 305), впадина Шикоку (скв. 297), хребет Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинская впадина (скв. 292, 293), Каролинское поднятие (скв. 55, 57, 58), гайот Ита-Ман-Таи (скв. 200), поднятие Эуарипик (скв. 62), Восточно-Каролинская впадина (скв. 63), поднятия Онтонг-Джава (скв. 288, 289), Магеллана (скв. 167), Хорайзон (скв. 171), восточная экваториальная полоса Тихого океана (скв. 71, 72, 73, 76, 77, 79, 82, 83), побережье Панамы (скв. 84), Кокосовый хребет (скв. 158), Калифорнийское побережье (скв. 32, 33, 34, 36), мыс Мендосино (скв. 173), побережье Орегона (скв. 176), хребет Пол-Ревере (скв. 177), абиссальная равнина Аляски (скв. 178), хребет Карнеги (скв. 157), впадина Бауэра (скв. 319), острова Туамоту (скв. 318), острова Лайн (скв. 315), плато Манихики (скв. 317), впадина Лау (скв. 203), острова Новые Гебриды (скв. 286), впадина Новой Каледонии (скв. 206), поднятие Лорд-Хау (скв. 207, 208), Коралловое море (скв. 209, 210, 287).

Почти столь же многочисленны местонахождения осадков зоны Globorotalia tosaensis в Атлантическом океане (41 скважина): плато Рокколл (скв. 403, 404), континентальный склон юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 106), Багамское поднятие (скв. 102), Мексиканский залив (скв. 2, 3, 86, 88, 89, 90, 91, 92, 96, 97), Венесуэльская впадина (скв. 29, 30, 31, 148, 149), Бразильская впадина (скв. 20), хребет Сеара (скв. 354), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366) и абиссальная равнина к востоку от поднятия (скв. 13), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 368, 141), Бискайский залив (скв. 400, 402); западный склон Срединно-Атлантического хребта юго-западнее Азорских островов (скв. 332, 333, 335), восточнее поднятия Риу-Гранди (скв. 15, 16), южнее зоны разлома Кейн (скв.

Таблица 8

Зональная стратиграфия четвертичных и плиоценовых отложений Атлантического океана по планктонным фораминиферам

Система	Отдел	Зона		Подзона	Скважины		
Четвертичная	Голоцен	Cloborotalia truncatulinoides s.l.	Globigerina calida cal. N 23	Globorotalia fimbriata	4, 10, 11, 15, 17, 19, 20, 23, 25, 31, 97, 111, 116, 118, 119, 120, 121, 123, 124, 125, 126, 132, 134, 135, 141, 142, 326, 329, 333, 334, 362, 364, 371, 372, 373, 374, 376, 377, 378, 387, 392, 397, 398, 400, 401, 415, 416	1, 2, 3, 16, 29, 85, 86, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 98, 99, 102, 103, 104, 105, 106, 354, 357, 389, 391, 403, 26	147, 149, 368
				Globigerina bermudezi			147, 368
				Globigerina calida calidas. str.			147, 148, 149, 154, 366, 368, 369, 395, 396
			Globorotalia truncatulinoides s. str. N 22	Globorotalia crassaformis hessi		1, 2, 3, 7, 16, 18, 22, 26, 29, 30, 85, 86, 88, 89, 90, 91, 92, 99, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 332, 353, 354, 356, 357, 359, 386, 388, 391, 402, 403, 404, 405, 406	147, 148, 149, 151, 154, 366, 368, 395, 396
				Globorotalia crassaformis viola			148, 151, 154, 366, 368, 395, 396
Неогеновая	Плиоцен	Globorotalia tosaensis "N 21"			2, 3, 13, 15, 16, 20, 29, 30, 31, 86, 88, 89, 90, 91, 92, 96, 97, 102, 106, 121, 125, 132, 141, 148, 149, 332, 333, 335, 354, 357, 366, 368, 371, 372, 378, 395, 396, 400, 402, 403, 404		
		Globorotalia miocenica "N 20"			2, 3, 13, 15, 16, 25, 29, 30, 31, 88, 89, 91, 94, 102, 103, 123, 125, 132, 134, 139, 140, 141, 148, 150, 153, 332, 333, 335, 356, 364, 366, 368, 371, 372, 374, 376, 378, 382, 395, 396		
		Globorotalia margaritae evoluta "N 19"			2, 3, 13, 15, 16, 25, 29, 30, 31, 86, 88, 89, 90, 91, 94, 98, 99, 101, 102, 103, 106, 120, 121, 122, 123, 125, 127, 132, 134, 135, 136, 139, 140, 141, 142, 148, 150, 151, 154, 333, 335, 354, 357, 359, 360, 362, 364, 366, 368, 369, 371, 372, 374, 375, 376, 378, 395, 396, 400, 403, 406		

395) и восточный склон этого хребта южнее разлома Кейн (скв. 396). Средиземное море: впадина Альборан (скв. 121), Южно-Балеарская впадина (скв. 371), поднятие Менорка (скв. 372), Тирренское поднятие (скв. 132), Ионическое море (скв. 125), впадина севернее Крита (скв. 378).

Для расчленения плиоценовых отложений Тихого и Атлантического океанов нередко применяется зональная шкала Блоу, также состоящая из трех зон: Sphaeroidinella dehiscens – Globoquadrina altispira, Globorotalia multicamerata – Pulleniatina obliquiloculata, Globorotalia tosaensis. Но в этом случае объем зоны Globorotalia tosaensis несколько больший, нежели объем одноименной зоны в настоящем изложении, охватывая самую верхнюю часть зоны Globorotalia miocenica.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Нижняя граница четвертичной системы проводится по уровню эволюционного появления *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orb.) от предковой формы *Globorotalia tosaensis* Tak. et Saito. Подавляющее большинство видов планктонных фораминифер зоны Globorotalia tosaensis (верхний плиоцен) переходит в четвертичные отложения, являясь общими для всей толщи осадков этого возраста. К их числу относятся *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orb.), *G. crassaformis* Gall. et Wissl. (с разновидностями *crassaformis, ronda, oceanica*), *G. menardii* (d'Orb.), *G. cultrata* (d'Orb.), *G. tumida tumida* (Brady), *G. inflata* (d'Orb.), *G. scitula* (Brady), *G. acostaensis* Blow, *G. dutertrei* (d'Orb.), *G. pachyderma* (Ehrenb.), *G. pseudopima* Blow, *G. ungulata* Berm., *G. hirsuta* (d'Orb.), *Pulleniatina obliquiloculata* (Park. et Jon.), *Orbulina universa* d'Orb., *Candeina nitida* d'Orb., *Sphaeroidinella dehiscens* (Park. et Jon.), *Globigerinella siphonifera* (d'Orb.), *Globigerinita glutinata* (Egger), *G. uvula* (Ehrenb.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. conglobatus* (Brady), *G. ruber* (d'Orb.), *G. sacculifer* (d'Orb.), *G. elongatus* (d'Orb.), *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. eggeri* Rhumb., *G. quinqueloba* Natl., *G. rubescens* Hofker, *G. apertura* Cushm., *G. calida praecalida* Blow, *G. megastoma* Earland, *Hastigerina pelagica* (d'Orb.), *Hastigerinella digitata* (Brady), *Turborotalita humilis* (Brady).

Единообразие планктонных фораминифер в осадках четвертичного времени дает основание рассматривать их в качестве одной зоны Globorotalia truncatulia truncatulinoides s.l.

В Тихом океане отложения зоны Globorotalia truncatulinoides s.l. вскрыты множеством скважин – от абиссальной равнины Аляски на севере (скв. 178, 179) до плато Кемпбелл (скв. 275) и хребта Макквори (скв. 278) на юге, от хребта Палау-Кюсю (скв. 296), Западно-Филиппинской впадины (скв. 292), поднятия Эуарипик (скв. 62), Кораллового моря (скв. 209, 210, 287) и Тасманового моря (скв. 280, 281, 282) на западе до побережья Орегона (скв. 174), Калифорнии (скв. 173), Панамы (скв. 84), хребта Карнеги (скв. 157) и Галапагосского поднятия (скв. 320, 321) на востоке.

Столь же широким распространением пользуются отложения данной зоны в Атлантическом океане: от Нью-Фаундлендской банки (скв. 111) и плато Рокколл (скв. 116) на севере до абиссальной равнины у Южного окончания Южной Америки (скв. 326) и Фолклендского плато (скв. 329) на юге, от Бермудского поднятия (скв. 10), Багамского плато (скв. 4), плато Блейк (скв. 392), Мексиканского залива (скв. 97), Венесуэльской впадины (скв. 31), хребта Сеара (скв. 142), Северо-Бразильского хребта (скв. 25), абиссальной равнины Пернамбуко (скв. 23), поднятия Риу-Гранди (скв. 20) на западе до Китового хребта (скв. 362), Ангольской впадины (скв. 364), поднятия Островов Зеленого Мыса (скв. 141), абиссальной равнины Хорсшу (скв. 135) и Бискайского залива (скв. 118, 400, 401) на востоке.

Согласно зональной шкале Блоу (Blow, 1969), четвертичные отложения подразделяются на зоны Globorotalia truncatulinoides s. str. и зону Globigerina calida calida s.l.; последняя отличается появлением индекс-вида и розово-окрашенных *Globigerina rubescens* Hofker и *Globigerinoides ruber* (d'Orb.). Стратиграфические исследования в Тихом и Атлантическом океанах подтвердили ва-

лидность рассматриваемых единиц, хотя их следует считать, очевидно, подзонами.

В Тихом океане зоны (подзоны) Globorotalia truncatulinoides s. str. и Globigerina calida calida s. l. установлены на поднятии Эуарипик (скв. 62), в Восточно-Каролинской впадине (скв. 63), поднятии Онтонг-Джава (скв. 64), впадине Лау (скв. 203), впадине Новой Каледонии (скв. 206), Коралловом море (скв. 210, 287), у островов Новые Гебриды (скв. 286), в Западно-Филиппинской впадине (скв. 292), хребте Палау-Кюсю (скв. 296), желобе Нанкай (скв. 298), у побережья Калифорнии (скв. 173, 174); первая из них зафиксирована также на поднятии Онтонг-Джава (скв. 289) и во впадине Шикоку (скв. 297), вторая – на поднятии Онтонг-Джава (скв. 288) и в Западно-Филиппинской впадине (скв. 293).

В Атлантическом океане зоны (подзоны) Globorotalia truncatulinoides s. str. и Globigerina calida calida s. l. определены во многих районах: Мексиканский залив (скв. 1, 2, 3, 85, 86, 88, 89, 90, 91, 92), Багамское плато (скв. 99, 102, 103, 104), подножие континентального склона юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 105, 106), хребет Сеара (скв. 354), Гвианская впадина (скв. 26), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), впадина Блейк-Багама (скв. 391), юго-западный край плато Рокколл (скв. 403). Первая из них известна также на Бермудском поднятии (скв. 7, 386), плато Рокколл (скв. 405, 406), Бискайском заливе (скв. 402), континентальном склоне юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 107), поднятии Риу-Гранди (скв. 22), зоне разлома Вима (скв. 353), плато Сан-Паулу (скв. 356), Китовом хребте (скв. 359), на западном (скв. 332), и восточном (скв. 18) склонах Срединно-Атлантического хребта, а зона (подзона) Globigerina calida calida s. l. – в Мексиканском заливе (скв. 93, 94, 95), Багамском плато (скв. 98) и плато Блейк (скв. 389).

Эволюционное изменение планктонных фораминифер на протяжении четвертичного времени выразилось в появлении новых видов и подвидов: *Globorotalia crassaformis hessi* Bolli et Premoli Silva, *G. bermudezi* Rögl et Bolli, *G. tumida flexuosa* (Koch), *G. cavernula* Bé, *G. fimbriata* (Brady), *G. puncticulata* (Desh.), *G. triangula* Theyer, *Globigerinoides tenellus* Parker, *Turborotalita anfracta* (Parker), *Globigerina calida calida* Parker, *G. bermudezi* Seiglie, *Hastigerina* (Bolliella) *adamsi* Banner et Blow, а также в исчезновении *Globorotalia tosaensis* Tak. et Saito, *G. crassaformis viola* Blow, *G. crassaformis hessi* Bolli et Premoli Silva, *G. tumida flexuosa* (Koch), *Globorotaloides* hexagona (Natl.). На этом основании Болли и Премоли Силва (Bolli, Premoli Silva, 1973) подразделили отложения зоны Globorotalia truncatulinoides s. l. в Атлантическом океане на пять подзон (четыре в плейстоцене, а пятая соответствует голоцену):

подзона Globorotalia crassaformis viola – стратиграфический интервал от уровня появления (эволюционного) *Globorotalia truncatulinoides* до исчезновения *G. crassaformis viola*. Венесуэльская впадина (скв. 148, 151), Колумбийская впадина (скв. 154), поднятия Сьерра-Леоне (скв. 366), Островов Зеленого Мыса (скв. 368), западный (скв. 395) и восточный (скв. 396) склоны Срединно-Атлантического хребта южнее зоны разлома Кейн;

подзона Globorotalia crassaformis hessi, нижняя граница которой определяется исчезновением *G. crassaformis viola* и появлением *G. crassaformis hessi*, *Globigerinoides tenellus*, *Turborotalita anfracta*, а верхняя граница – появлением *Globigerina calida calida*. В нижней части подзоны исчезает *Globorotalia tosaensis* и появляются *G. tumida flexuosa* и *G. bermudezi*. Венесуэльская впадина (скв. 147, 148, 149, 151), Колумбийская впадина (скв. 154), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 368), западный (скв. 395) и восточный (скв. 396) склоны Срединно-Атлантического хребта южнее разлома Кейн;

подзона Globigerina calida calida, подошва которой фиксируется появлением *G. calida calida*, *G. bermudezi*, *Hastigerina adamsi*, розовых *Globigerina rubescens* и *Globigerinoides ruber*, а кровля проводится по исчезновению *Globorotalia tumida flexuosa*. В верхней части подзоны исчезают *Globorotalia crassaformis*

hessi и *Globorotaloides hexagonus*. Венесуэльская впадина (скв. 147, 148, 149), Колумбийская впадина (скв. 154), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 368), континентальный склон Испанской Сахары (скв. 369), западный (скв. 395) и восточный (скв. 396) склоны Срединно-Атлантического хребта южнее разлома Кейн;

подзона Globigerina bermudezi – стратиграфический интервал от исчезновения *Globorotalia tumida flexuosa* до появления *G. fimbriata*. Венесуэльская впадина (скв. 147), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 368);

подзона Globorotalia fimbriata, соответствующая биозоне G. fimbriata. Венесуэльская впадина (скв. 147, 149), поднятие Островов Зеленого Мыса (скв. 368).

Вряд ли можно сомневаться, что при последующих работах названные пять подзон будут найдены в четвертичных отложениях Тихого океана. Однако установление их предполагает наличие непрерывных, достаточно мощных разрезов четвертичных отложений с богатой и разнообразной фауной планктонных фораминифер.

ДРУГИЕ ГРУППЫ ПЛАНКТОННЫХ И БЕНТОСНЫХ МИКРООРГАНИЗМОВ

В этом разделе в очень краткой форме рассматривается значение других групп микрофауны и микрофлоры для стратификации мезозойских и кайнозойских отложений Тихого и Атлантического океанов.

Высокая степень детальности свойственна зональной шкале по наннопланктону. На примере этой группы особенно ярко видны достижения микропалеонтологии за десять лет глубоководного бурения в океанах.

Конечно, материал по мезозойским отложениям Тихого и Атлантического океанов в известной мере ограничен и зональная шкала по наннопланктону еще находится в процессе своего становления, но уже и сейчас значение этой группы для расчленения осадков мезозоя велико. Особенно важную роль играет наннопланктон для стратификации отложений верхней юры и нижнего мела, где планктонные фораминиферы отсутствуют или их комплекс относительно обедненный (баррем, апт). Эта шкала включает зоны: Stephanolithion bigotii (келловей-оксфорд), кимеридж без зонального комплекса, Parhabdolithus embergeri (титон), Nannoconus colomi (поздний титон-ранний берриас), Watznaueria britannica (или Cretarhabdus crenulatus), Tubodiscus jurapelagicus, Cruciellipsis cuvillieri (поздний берриас-готерив), Micrantholithus hoschulzi, Chiastozygus litterarius (баррем-нижний апт), Parhabdolithus angustus (верхний апт-нижний альб), Prediscosphaera cretacea, Eiffellithus turriseiffeli (альб), Lithraphidites alatus (сеноман), Corollithion exiguum, Micula decussata (турон), Marthasterites furcatus, Gartnerago obliquum (коньяк-сантон), Eiffellithus eximius, Broinsonia parca (кампан), Tetralithus trifidus (поздний кампан – ранний маастрихт), Lithraphidites quadratus, Micula mura (маастрихт).

Исключительно высокой стратиграфической разрешаемостью характеризуется зональная шкала по наннопланктону для кайнозоя Тихого и Атлантического океанов. Палеоцен включает зоны Marcalius astroporus, Cruciplacolithus tenuis, Chiasmolithus danicus, Ellipsolithus macellus, Fasciculithus tympaniformis, Heliolithus kleinpelli, Discoaster gemmeus, Heliolithus riedeli, Discoaster multiradiatus, Marthasterites contortus (нижняя часть); нижний эоцен – зоны Marthasterites contortus (верхняя часть), Discoaster binodosus, Marthasterites tribrachiatus, Discoaster lodoensis; средний эоцен – Discoaster sublodoensis, Nannotetrina alata, Discoaster tani nodifer, Discoaster saipanensis; верхний эоцен – зоны Chiasmolithus oamaruensis, Isthmolithus recurvus, Sphenolithus pseudoradians; олигоцен – зоны Ericsonia subdisticha, Helicopontosphaera reticulata, Sphenolithus predistentus, Sphenolithus distentus, Sphenolithus ciperoensis, Triquetrorhabdulus carinatus (нижняя часть); нижний миоцен – зоны Triquetrorhabdulus carinatus (верхняя часть), Discoaster druggi, Sphenolithus belemnos, Helicopontosphaera ampliaperta; средний миоцен –

зоны Sphenolithus heteromorphus, Discoaster exilis, Discoaster kugleri, Catinaster coalitus, Discoaster hamatus; верхний миоцен – зоны Discoaster calcaris, Discoaster quinqueramus, Ceratolithus tricorniculatus; плиоцен – зоны Ceratolithus rugosus, Discoaster asymmetricus, Reticulofenestra pseudoumbilica, Discoaster surculus, Discoaster pentaradiatus, Discoaster brouweri; четвертичная система – Pseudoemiliania lacunosa, Gephyrocapsa oceanica, Emiliania huxleyi. Хотя по наннопланктону используются и несколько иные зональные шкалы, они различаются между собой второстепенными особенностями, а их соотношение хорошо известно. Так, зональная шкала Бакри, состоящая из серии зон и подзон, четко сопоставлена с вышеприведенной шкалой.

Радиолярии развиты во всей толще меловых отложений Тихого и Атлантического океанов, но встречаются спорадически. Это создает большие трудности для разработки зональной шкалы. Сейчас для расчленения нижнего и верхнего мела используются различные зональные шкалы, предложенные Муром, Формен, Пессаньо, Риделом и Сан-Филиппо, хотя они и не столь детальны, как по планктонным фораминиферам и наннопланктону. Так, глубоководные осадки мела северо-западной части Тихого океана (скв. 305, 306, 310) с помощью радиолярий подразделены на зоны: Sphaerostylus lanceola (титон?–берриас–нижний валанжин), Sethocapsa trachyostraca (валанжин), Eucyrtis tenuis (готерив-баррем), Acaeniotyle umbilicata (апт–нижний альб), Dictyomitra somphedia (верхний альб–турон), Artostrobium urna (коньяк–сантон). Богатые ассоциации радиолярий содержатся также в отложениях кампанского яруса (зона Amphipyndax enesseffi) и маастрихтского яруса (зона Theocampsomma comys). Зональная шкала меловых отложений по радиоляриям заслуживает дальнейшего совершенствования.

Гораздо более "устоявшейся" является кайнозойская радиоляриевая зональная шкала. Отложения палеоцена на зоны пока не расчленены. К самой верхней части палеоцен – низам нижнего эоцена относится зона Becoma bidarfensis. Нижний эоцен состоит из зон Buryella clinata, Phormocyrtis striata, Theocotyle cryptocephala; средний эоцен – зоны Theocampe mongolfieri, Thursocyrtis triacantha, Podocyrtis ampla, Podocyrtis mitra, Podocyrtis chalara, Podocyrtis goetheana; верхний эоцен – зоны Thyrsocyrtis tetracantha, Thyrsocyrtis bromia; олигоцен – зоны Theocyrtis tuberosa, Dorcadospyris ateuchus, Lichnocanium bipes; нижний миоцен – зоны Calocycletta virginis, Calocycletta costata; средний миоцен – зоны Dorcadospyris alata, Cannartus petterssoni; верхний миоцен – зоны Ommatartus antepenultimus, Ommatartus penultimus, Stichocoris peregrina; плиоцен – зоны Spongaster pentas, Pterocanium prismatium.

Поскольку на борту "Гломар Челленджера" неизменно работают специалисты по планктонным фораминиферам, наннопланктону и радиоляриям, в каждом томе трудов Проекта глубоководного бурения имеется таблица сопоставления зональных шкал по трем названным группам микроорганизмов. Это сопоставление отражает конкретные стратиграфические исследования в каждом райсе. Сравнение таблиц сопоставления зональных шкал из разных рейсов "Гломар Челленджера" показывает их принципиальную идентичность. Расхождения в положении границ зональных подразделений по разным группам микрофауны носят второстепенный характер и объясняются различной методикой установления зон, качеством палеонтологического материала, частотой отбора образцов и т. д. Соотношение зональных шкал по фораминиферам, наннопланктону и радиоляриям для отложений мела, палеогена и неогена–антропогена показано на табл. 9, 10, 11 (с учетом наших исследований в рейсах 6 и 20 в Тихом океане и рейсе 41 в Атлантическом океане).

Апробированное результатами исследований многих рейсов "Гломар Челленджера" принципиально идентичное соотношение зональных шкал по трем группам микроорганизмов служит гарантией правильности определения возраста и придает необходимый "запас прочности" стратиграфическим исследованиям.

В процессе разработки и становления находятся зональные шкалы по диатомовым и силикофлягеллятам. Они неодинаковы для бореальных и тропических

Таблица 9

Соотношение зональных меловых отложений Тихого и Атлантического океана по планктонным фораминиферам, наннопланктону и радиоляриям

Отдел	Ярус	Зоны		
		Фораминиферы	Наннопланктон	Радиолярии
Верхний мел	Маастрихтский	Abathomphalus mayaroensis	Micula mura	Theocampsomma comys
		Globotruncana gansseri	Lithraphidites quadratus	
		Rugotruncana subcircumnodifer	Tetralithus trifidus	
	Кампанский	Globotruncana calcarata	Broinsonia parca	Amphipyndax enesseffi
		Globotruncana elevata	Eiffellithus eximius	
	Сантонский	Globotruncana fornicata	Gartnerago obliquum	Artostrobium urna
		Globotruncana concavata	Marthasterites furcatus	
	Коньякский	Globotruncana renzi		
	Туронский	Praeglobotruncana helvetica	Micula decussata	Dictyomitra somphedia
			Corollithion exiguum	
	Сеноманский	Rotalipora cushmani	Lithraphidites alatus	
		Rotalipora evoluta		
		Rotalipora apenninica		
Нижний мел	Альбский	Rotalipora ticinensis	Eiffellithus turriseiffeli	
		Ticinella breggiensis		
		Ticinella primula	Praediscosphaera cretacea	
		Ticinella bejaouaensis		Acaeniotyle umbilicata
	Аптский	Hedbergella trocoidea	Parhabdolithus angustus	
		Globigerinelloides algerianus		
		Leupoldina cabri	Chiastozygus litterarius	
		Globigerinelloides maridalensis – G. gottisi		
	Барремский	Слои с Hedbergella simplex, H. globigerinellinoides, Globigerinelloides ultramicrus	Micrantholithus hoschulzi	Eucyrtis tenuis
	Готеривский	Слои с Caucasella hoterivica, Gubkinella graysonensis, Hedbergella occulta	Cruciellipsis cuvillieri	
	Валанжинский		Tubodiscus jurapelagicus	Sethocapsa trachyostraca
	Берриасский		Watznaueria britannica,	
Верхняя юра	Титонский		Nannoconus colomi	Sphaerostylus lanceola
			Parhabdolithus embergeri	

районов, для арктических и антарктических районов Тихого и Атлантического океанов. Значительно различаются между собой зональные шкалы кайнозоя (главным образом неогена и четвертичной системы), используемые Шрадером, Конзуми, Берклом, Лингом, Бакри и др.

Стратиграфические возможности диатомовых хорошо иллюстрируются зональной шкалой, применяемой для расчленения позднекайнозойских осадков северной области Тихого океана (Берингово море, район Алеутских островов, Камчатс-

Таблица 10

Соотношение зональных шкал палеогеновых отложений Тихого и Атлантического океанов по планктонным фораминиферам, наннопланктону и радиоляриям

Отдел	Подотдел	Зоны		
		Фораминиферы	Наннопланктон	Радиолярии
Олигоцен		Globorotalia kugleri s. str.	Triquetrorhabdulus carinatus s. l. (нижняя часть)	Lychnocanoma elongata (нижняя часть)
		Globigerina ciperoensis	Sphenolithus ciperoensis	Dorcadospyris ateuchus
		Globorotalia opima	Sphenolithus distentus	
		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 cocoaensis	Isthmolithus recurvus	Thyrsocyrtis tetracanthu
		Globigerapsis semiinvolutus	Chiasmolithus oamaruensis	
	Средний	Truncorotaloides rohri	Discoaster saipanensis	Podocyrtis goetheana
		Orbulinoides beckmanni	Discoaster tani nodifer	Podocyrtis chalara
		Globorotalia lehneri		Podocyrtis mitra
				Podocyrtis ampla
		Globigerapsis kugleri	Nannotetrina alata	Thyrsocyrtis triacanthu
		Hantkenina aragonensis		Theocampe mongolfieri
	Нижний	Globorotalia palmerae	Discoaster sublodoensis	Theocotyle cryptocephal
		Globorotalia aragonensis	Discoaster lodoensis	? Phormocyrtis striata
		Globorotalia formosa	Marthasterites tribrachiatus	? Buryella clinata
		Globorotalia subbotinae	Discoaster diastypus | Marthasterites contortus	? Becoma bidarfensis
Палеоцен	Верхний	Globorotalia velascoensis	Discoaster multiradiatus	
		Globorotalia pseudomenardii	Heliolithus riedeli	
			Discoaster gemmeus	
			Heliolithus kleinpelli	
	Нижний	Globorotalia angulata	Fasciculithus tympaniformis	
			Ellipsolithus macellus	
		Acarinina uncinata	Chiasmolithus danicus	
		Globorotalia trinidadensis		
		Globigerina pseudobulloides	Cruciplacolithus tenuis	
		Globigerina eugubina	Marcalius astroporus	

лица 11

ношение зональных шкал неогеновых и четвертичных отложений Тихого и Атлантического
ов по планктонным фораминиферам, наннопланктону и радиоляриям

Подотдел	Зоны		
	Фораминиферы	Наннопланктон	Радиолярии
	Globorotalia truncatulinoides: Globorotalia fimbriata	Emiliania huxleyi	
	Globorotalia truncatulinoides: Globigerina bermudezi		
	Globorotalia truncatulinoides: Globigerina calida calida		
	Globorotalia truncatulinoides: Globorotalia crassaformis hessi	Gephyrocapsa oceanica	
	Globorotalia truncatulinoides: Globorotalia crassaformis viola	Pseudoemiliania lacunosa	
	Globorotalia tosaensis	Discoaster brouweri	Pterocanium prismatium
	Globorotalia miocenica	Discoaster pentaradiatus	? — — — —
		Discoaster surculus	
	Globorotalia margaritae evoluta	Reticulofenestra pseudoumbilica	Spongaster pentas
		Discoaster asymmetricus	
		Ceratolithus rugosus	
Верхний	Globorotalia tumida	Ceratolithus tricorniculatus	Stichocorys peregrina
	Globorotalia plesiotumida	Discoaster quinqueramus	Ommatartus penultimus
	Globorotalia merotumida	Discoaster calcaris	Ommatartus antepenultimus
	Globorotalia continuosa		
Средний	Globigerina nepenthes – Globorotalia siakensis	Discoaster hamatus	Cannartus petterssoni
	Sphaeroidinellopsis subdehiscens – Globigerina druryi	Catinaster coalitus	
		Discoaster kugleri	— — — — —
	Globorotalia fohsi lobata		Dorcadospyris alata
	Globorotalia fohsi fohsi	Discoaster exilis	
	Globorotalia peripheroacuta	Sphenolithus heteromorphus	
	Orbulina suturalis – Globorotalia peripheroronda		
Нижний	Praeorbulina glomerosa		— — — — —
	Globigerinatella insueta	Helicopontosphaera ampliaperta	Calocycletta costata
	Globigerinita stainforthi	Sphenolithus belemnos	— — — — —
	Globigerinita dissimilis	Discoaster druggi	Calocycletta virginis
	Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri	Triquetrorhabdulus carinatus (верхняя часть)	

адина, Императорские горы, поднятие Хоккайдо, Японское море, абис-
я равнина к востоку от Хоккайдо и Хонсю, поднятия Шатского и Хесса).
нем миоцене выделяется зона Denticula lauta; в верхнем миоцене –
Denticula hustedtii, Denticula kamtschatica; в плиоцене – зоны Denticu-
linae-Denticula kamtschatica, Thalassiosira zabelinae; в плейстоцене – зо-
tinocyclus oculatus, Rhizosolenia curvirostris, Denticula seminae. Дос-
о детальны северо-тихоокеанская диатомовая зональная шкала, приме-

ненная для расчленения отложений среднего миоцена – плейстоцена у побереж. Калифорнии, Орегона, Вашингтона (25 зон, получивших цифровую нумерацию), экваториальная тихоокеанская диатомовая шкала для осадков верхнего миоцена – плейстоцена (7 зон); антарктическая диатомовая шкала, использованная для подразделения олигоцен–четвертичных отложений юго–восточной части Тихого океана. Однако предстоит еще большая работа для сопоставления этих шкал и унификации зональных подразделений.

Все сказанное о диатомовых в той или иной мере справедливо и в отношении силикофлягеллят. Зональные шкалы Мартини, Линга, Думитрица, Бакри и Фостера включают различное число зон, причем одноименные зоны в разных шкалах могут иметь неодинаковый стратиграфический объем. Корреляция подобных зональных шкал связана с определенными затруднениями. Очевидно, эти особенности шкал неизбежны в период их становления и будут нивелироваться в процессе совершенствования зональных схем. Важно подчеркнуть, что шкалы по силикофлягеллятам охватывают весь кайнозой и даже верхнюю часть верхнего мела.

Стратиграфическое значение диатомовых и силикофлягеллят становится самодовлеющим в кайзонойских отложениях бореальной арктической и антарктической областей Тихого и Атлантического океанов.

Нельзя не отметить значения динофлягеллят для расчленения верхнеюрских и меловых отложений. Эта группа микроорганизмов (цисты) с успехом использована для стратификации осадков в интервале от оксфорда до сеномана по обеим сторонам Атлантического океана (Habib, 1972 a, b). Роль их особенно существенна для осадков верхней юры и неокома, иногда бедных другими органическими остатками.

Изучение кальцисферуллид (предположительно, цисты сине–зеленых водорослей) в сканирующем микроскопе выявило их сложную морфологию и изменило взгляды на их таксономию. На основании всего набора морфологических признаков (форма цисты и устья, строение стенки – число слоев, их форма, форма и расположение кристаллов, наличие или отсутствие пор) выделено много новых видов, а стратиграфическое значение кальцисферуллид возросло. Так в отложениях верхней юры – верхнего мела впадины Островов Зеленого Мыса, континентального склона Испанской Сахары и Марокканской впадины установлено шесть комплексов кальцисферуллид различного видового состава. Они характеризуют осадки титона, валанжина – баррема, апта, альба, коньяка – сантона, кампана (Pflaumann, Krasheninnikov, 1977c). Самые молодые кальцисферуллиды обнаружены в датском ярусе моря Беллинсгаузена (Rögl, 1976b).

Мелкие и крупные бентосные фораминиферы встречены на различных стратиграфических уровнях мезозоя и кайнозоя Тихого (Douglas, 1973b; Douglas, Moullade, 1972; Krasheninnikov, 1973; Webb, 1975; Luterbacher, 1975a; Ferrer, 1975; Hottinger, 1975; Rögl, 1976a) и Атлантического океанов (Luterbacher, 1972b; Akers, 1972; Hottinger, 1972; Krasheninnikov, Pflaumann, 1978c; Kuznetsova, Seibold, 1978; Maync, 1973). Их роль для стратификации разных стратиграфических интервалов мезозоя и кайнозоя неодинакова.

Чрезвычайно важными бентосные фораминиферы оказались для определения возраста и расчленения карбонатных неокомских отложений поднятия Шатского и Восточно–Марианской абиссальной равнины в Тихом океане, верхнеюрских и неокомских отложений в западной (континентальный склон юго–восточнее Нью–Йорка, Бермудское поднятие, Багамское плато, плато Блейк) и восточной частях (впадина Островов Зеленого Мыса, Марокканская впадина) Атлантического океана. Удивительное сходство бентосных фораминифер из верхнеюрских и неокомских отложений у побережья Америки и Африки, вероятно, свидетельствует о палеогеографической близости этих территорий в верхнеюрское – раннемеловое время.

В карбонатных осадках верхнего мела и кайнозоя Тихого и Атлантического океанов ассоциации бентосных фораминифер иногда достаточно разнообразны. Однако пока они были использованы для выделения относительно крупных стра

тиграфических единиц (подотделы, отделы). Скорее, бентосные фораминиферы применялись для выяснения палеоэкологических условий.

Несколько неожиданно весьма важное значение приобрели агглютинированные фораминиферы для определения возраста и расчленения некарбонатных глинистых осадков верхнего мела и палеогена. Дело в том, что в бурых абиссальных цеолитовых глинах агглютинированные фораминиферы оказываются единственной группой микроорганизмов. Растворен даже планктон с кремневым скелетом. Бурые и красные океанические глины верхнего мела на Восточно-Марианской равнине характеризуются литуолидами, текстуляриидами, трохамминидами и аммодисцидами с тонкостенными мелкими раковинами; многие виды являются новыми, неизвестными из синхроничных осадков на континентах (Krasheninnikov, 1973). Буро-зеленоватые некарбонатные глины верхнего мела и палеогена впадины и поднятия Островов Зеленого Мыса и Марокканской впадины в Атлантическом океане, моря Беллинсгаузена и Тасманова моря в Тихом океане содержат комплексы агглютинированных фораминифер, близкие к таковым из одновозрастных флишевых и флишеподобных осадков Альпийской геосинклинальной области (Krasheninnikov, Pflaumann, 1978c; Rögl, 1976a; Webb, 1975). В перспективе будущих стратиграфических исследований в океанах эта группа бентосных фораминифер заслуживает внимания и тщательного изучения.

Наличие апробированных практикой зональных шкал по планктонным фораминиферам, наннопланктону, радиоляриям, отчасти по диатомовым и силикофлягеллятам в сочетании с изучением других групп микроорганизмов и палинологическими исследованиями позволило детально расчленить карбонатные и глинистые осадки мезозоя и кайнозоя Тихого и Атлантического океанов и выяснить многие особенности региональной стратиграфии.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИХОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ

Огромные пространства Тихого и Атлантического океанов, охватывающие несколько палеоклиматических поясов, разнообразие фациальных типов осадков и сложность геологического строения акваторий океанов и смежных с ними краевых и внутренних морей позволяют лишь в самых общих чертах осветить особенности региональной стратиграфии мезозойского и кайнозойского осадочного чехла.

ТИХИЙ ОКЕАН

Осадочный чехол Тихого океана (на современной стадии изученности) включает отложения от верхнеюрских до четвертичных. Осадки мезозоя (верхняя юра, нижний и верхний мел) развиты в западной части Тихого океана – от Императорских гор на северо-западе до плато Кемпбелл на юго-западе. К востоку они распространены до Центрально-Тихоокеанской котловины, поднятия Магеллана, Гавайских островов, архипелага Лайн, плато Манихики. Восточнее на огромных пространствах океана выше базальтов располагаются осадки кайнозоя и лишь на крайнем юго-востоке (море Беллинсгаузена) вновь появляется мезозой (верхний мел).

Мезозойские отложения вскрыты сорока скважинами (45, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 61, 66, 163, 164, 165, 166, 167, 169, 170, 171, 192, 194, 195, 196, 197, 198, 199, 207, 208, 275, 288, 289, 303, 304, 305, 306, 307, 310, 313, 315, 316, 317, 323). Практически все 166 скважин вскрыли кайнозой и изученность региональной стратиграфии отложений этого возраста значительно более высокая. Типичные разрезы мезозойских и кайнозойских отложений Тихого океана показаны на рис. 3–7.

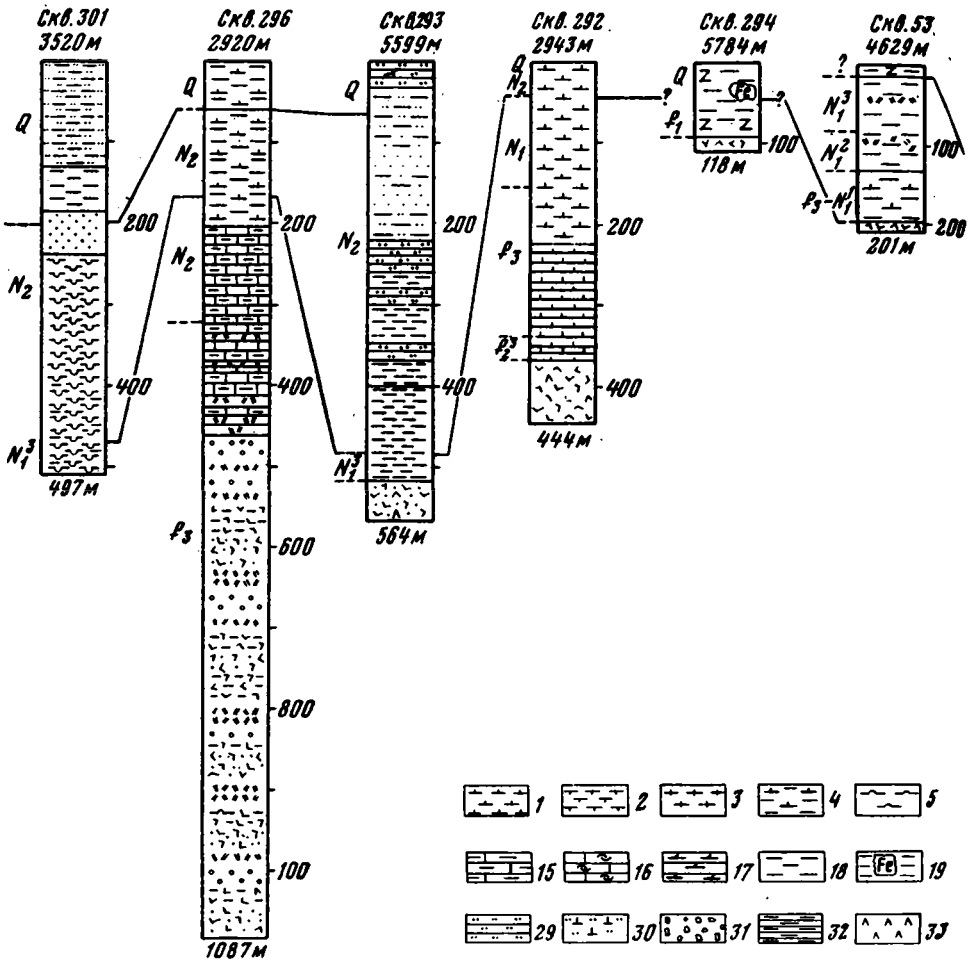


Рис. 3. Разрезы меловых и кайнозойских отложений краевых морей (Японского, Филиппинского, Кораллового, Тасманова)

Условные обозначения (для рис. 3–7 и рис. 8–12)

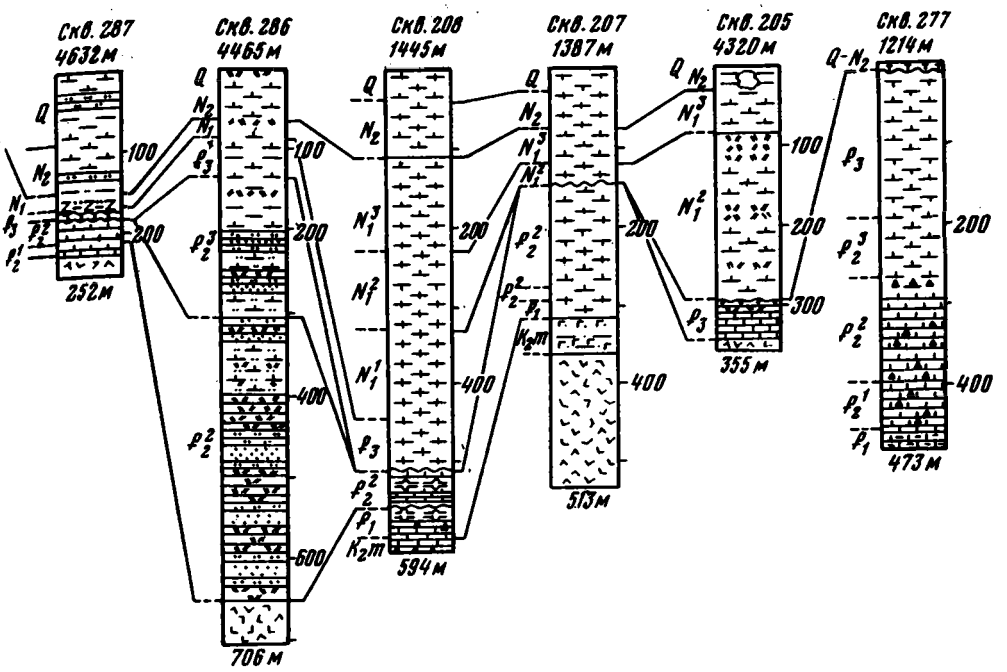
Илы:
1 – наннопланктонные
2 – фораминиферовые
3 – нанно-фораминиферовые
4 – глинистые наннопланктонные
5 – радиоляриевые
6 – диатомовые
7 – диатомово-радиоляриевые
8 – глинистые радиоляриевые
9 – глинистые диатомовые

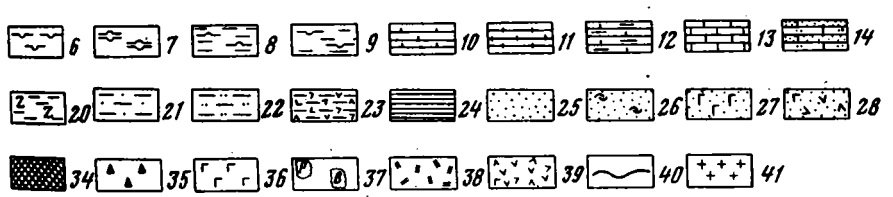
Мел:
10 – наннопланктонный
11 – нанно-фораминиферовый
12 – глинистый наннопланктонный

Известняки:
13 – тонкозернистые
14 – песчанистые и алевритовые
15 – глинистые
16 – с раковинами моллюсков и органогенно-обломочным материалом
17 – доломиты

Глины:
18 – бурые некарбонатные серые и зеленоватые слабокарбонатные
19 – ожелезненные
20 – цеолитовые
21 – песчанистые
22 – алевритовые
23 – с вулканогенным материалом
24 – черного цвета с высоким содержанием органического вещества

Пески:
25 – кварцевые и полимиктовые
26 – с органогенно-обломочным материалом
27 – с глауконитом
28 – с вулканогенным материалом
29 – алевриты
30 – наннопланктонные алевриты
31 – конгломераты и брекчии
32 – аргиллиты
33 – ангидриты
34 – соли
35 – кремни и окремненность пород
36 – глауконит
37 – пиритовые стяжения, конкреции барита
38 – вулканические пеплы и туфы
39 – вулканические породы – обычно базальты и диабазы, редко габбро, в единичных случаях – риолиты
40 – перерывы
41 – гранито-гнейсы

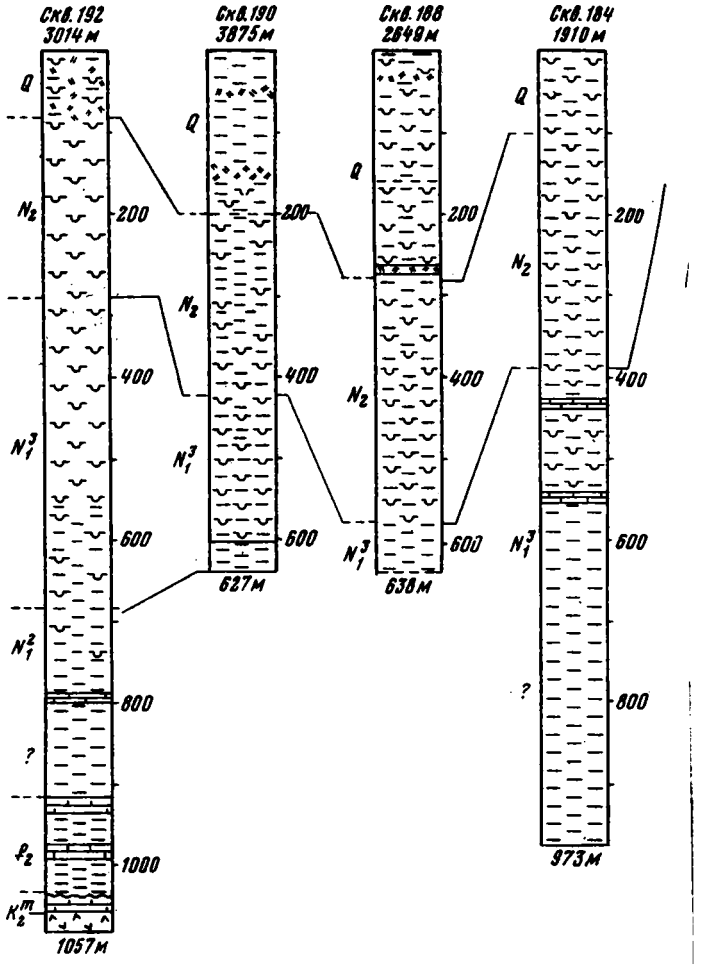


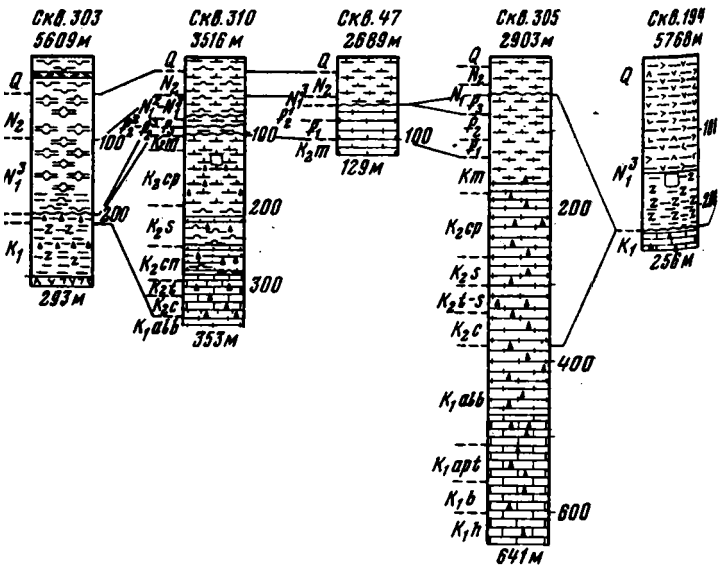


Верхняя юра-нижний мел

Эти наиболее древние отложения установлены в северо-западном секторе Тихого океана.

Достоверные верхнеюрские отложения в Тихом океане еще не известны. На поднятии Магеллана (скв. 167) выше экструзивных базальтов согласно залегает пачка (мощность 9,5 м) серых, зеленоватых и красноватых известняков с кремнями, обломками вулканических пород и туфовым материалом. Эти отложения характеризуются наннопланктоном зоны Nannoconus colomi (верхний титон-нижний берриас), но некоторые авторы относят эту зону только к берриасу. Предположительно верхнеюрские (титонские) известняки были встречены на поднятии Шатского (скв. 49, 50, 306), на абиссальной равнине к юго-западу от поднятия Шатского (скв. 195, 196, 197) и в Центрально-Тихоокеанской впадине (скв. 164, 166). Однако тщательное изучение наннопланктона и бентосных фораминифер показало, что известняки относятся к различным подразделениям неокома. Следует отметить вероятность обнаружения юрских отложений в северо-западном секторе Тихого океана. Например, в скв. 196 (восточнее глубоководного желоба Идзу-Бонин), по данным сейсмопрофилирования, известняки неокома отделены от акустического фундамента (базальт ?) толщей пород порядка 300 м. Присутствие в составе этой толщи домеловых отложений вполне вероятно.


Скв. 192
3014 м
Скв. 190
3875 м
Скв. 188
2849 м
Скв. 184
1910 м
Q
N2
N1^3
N1^2
P2
K2^m
200
400
600
800
1000
1057 м
627 м
638 м
973 м


Скв. 303
5609 м
Скв. 310
3516 м
Скв. 47
2689 м
Скв. 305
2903 м
Скв. 194
5768 м
Q
N2
N1^3
K1
K2cp
K2s
K2cn
K2c
K1alb
Km
K1apt
K1b
K1h
100
200
300
400
600
293 м
353 м
129 м
641 м
256 м

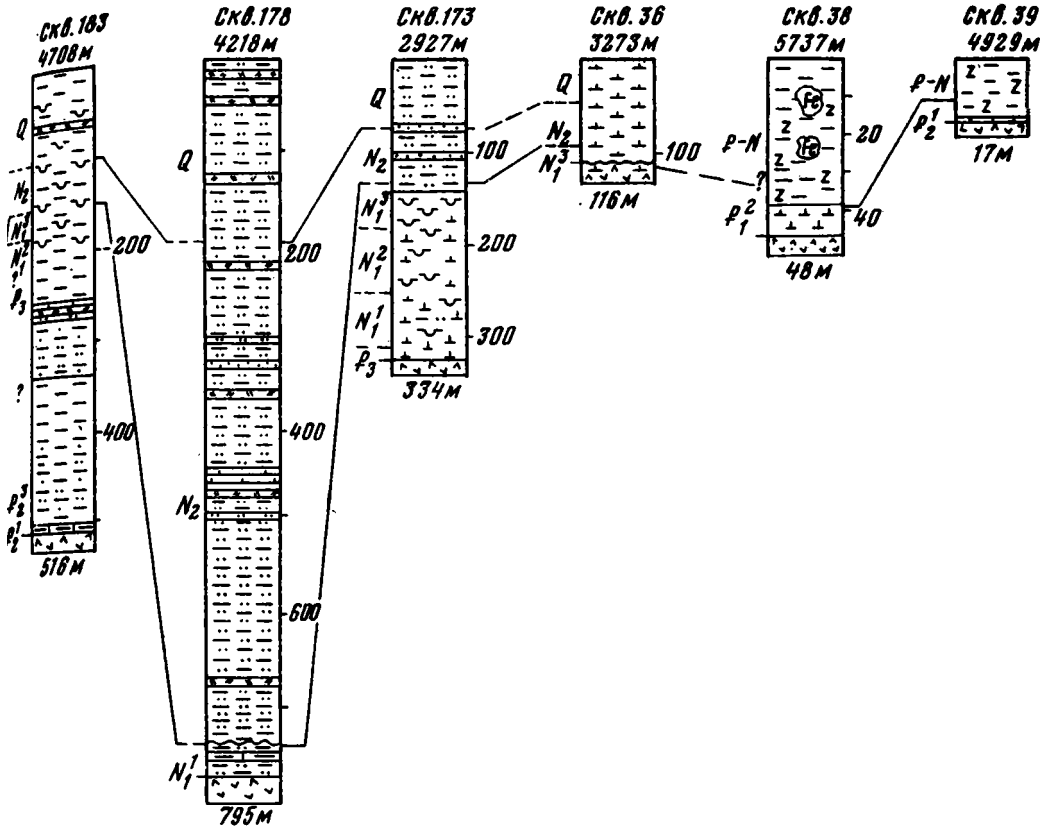


Рис. 4. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений северной части Тихого океана (Императорские горы, Берингово море, Алеутские острова, побережья Аляски, Орегона, Калифорнии)

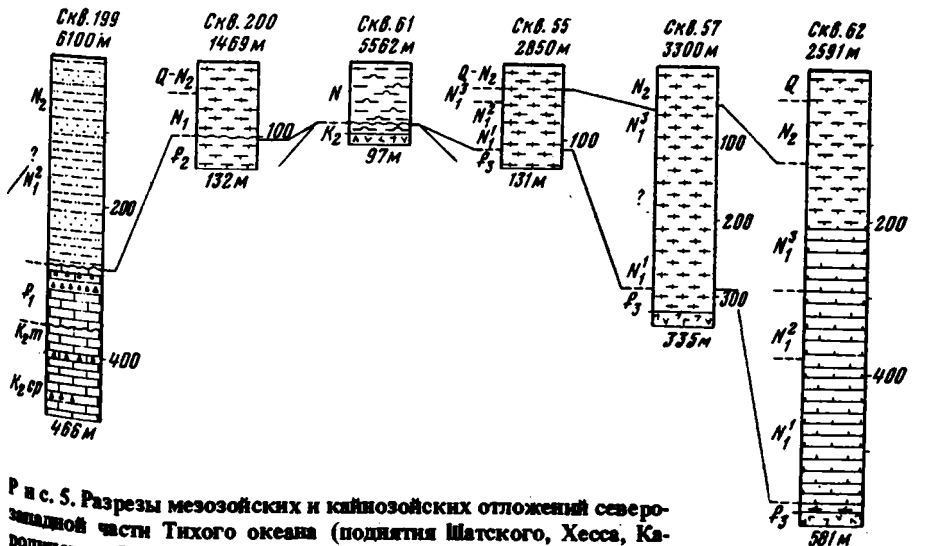
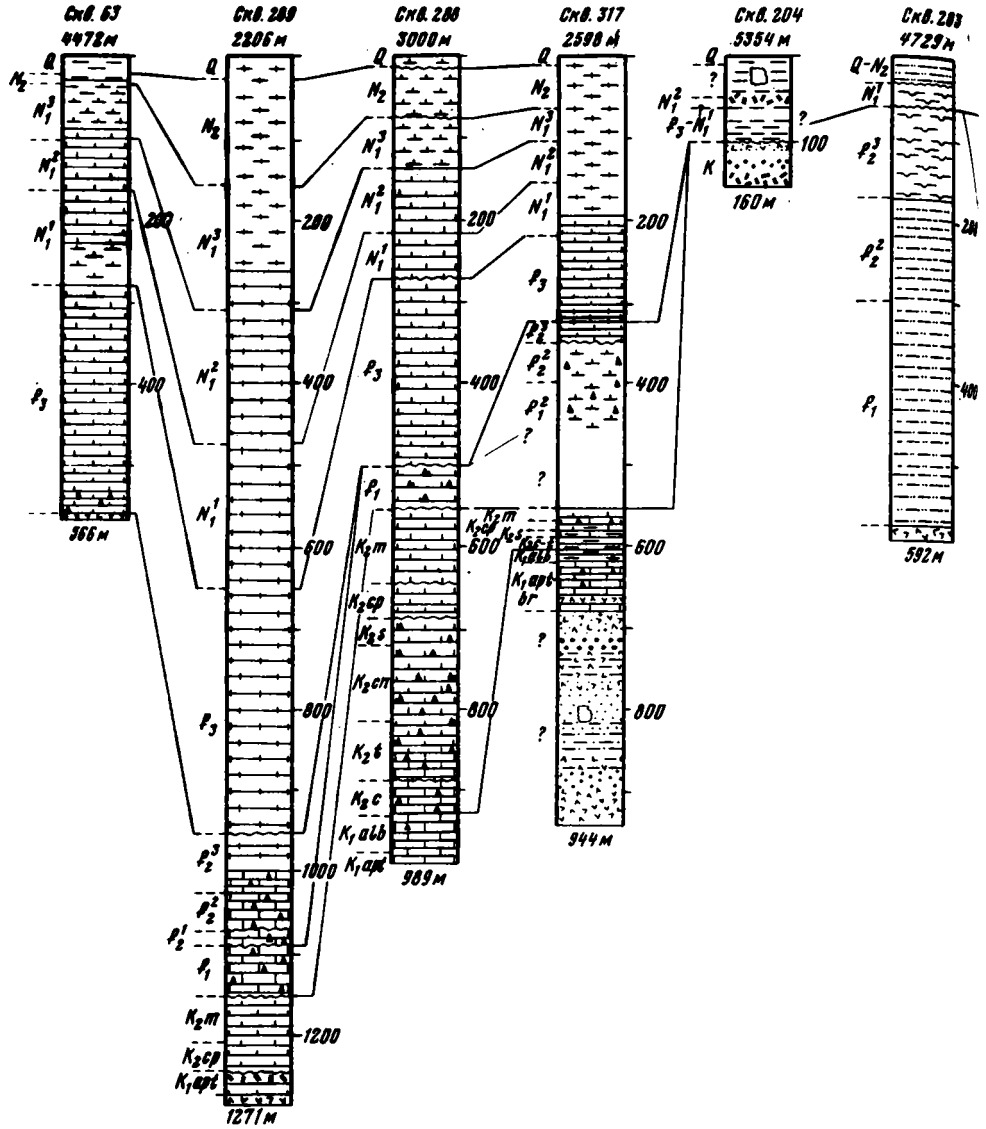


Рис. 5. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений северо-западной части Тихого океана (поднятия Шатского, Хесса, Каролинское, Эуарпшик, Ита-Ман-Тан и окружающие их абиссальные равнины)



Отложения неокома вскрыты скважинами на поднятии Шатского и на абиссальных равнинах к северу и юго-западу от этого поднятия, в Центрально-Тихоокеанской впадине и на плато Манихики.

На поднятии Шатского (скв. 49, 50, 305, 306) неоком сложен белыми, сероватыми и зеленоватыми наннопланктонными известняками и мелом с прослоями кремней и порцелланитов. В скв. 306 мощность достигает 275 м (граница в аптом неотчетлива). Наннопланктон, радиолярии и бентосные фораминиферы позволяют подразделить неоком на ярусы. Самые древние осадки встречены в скв. 306 – слои с *Nannoconus steinmanni*. Они относятся к берриасу, а возможно, захватывают и верхи титона. Здесь также можно предполагать наличие верхней юры, поскольку берриас отделен от акустического фундамента интервалом около 80 м. Контакт с базальтами на поднятии Шатского не вскрыт, хотя в забое скв. 50 обнаружены куски свежих базальтов. Валанжин фаунистически не доказан (на этом уровне встречаются лишь редкие бентосные фораминиферы и радиолярии). Готерив-нижний баррем характеризуется *Dorothia hauteriviana* (Moull.), *D. praeoxycona* Moull., *D. zedlerae* (Moull.), *D. kummi* (Zedler), *Lenticulina ouachensis* (Sigal). В верхнем барреме перечис-

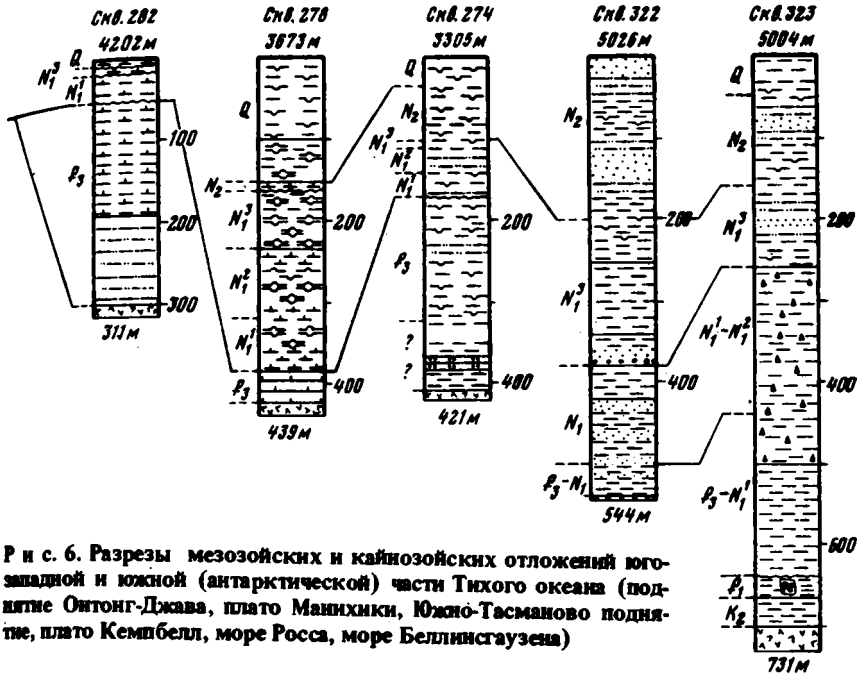


Рис. 6. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений юго-западной и южной (антарктической) части Тихого океана (поднятие Онтонг-Джава, плато Манихики, Южно-Тасманово поднятие, плато Кемпбелл, море Росса, море Беллинсгаузена)

ленные виды встречаются совместно с *Spirillina minima* (Schacko), *S. neocomiana* Moull. и единичными планктонными фораминиферами – *Gubkinella graysonensis* (Tapp.), *Hedbergella aptica* (Agalar.), *H. sigali* (Moull.), *H. globigerinellinoides* (Subb.), *Globigerinelloides gottisi* (Cheval.).

На абиссальной равнине к северо-западу от поднятия Шатского (скв. 303, 304) наннопланктонные илы и глины с прослоями кремней согласно располагаются на экструзивных базальтах и пиллоу-лавах. Мощность неокома здесь невелика – около 20 м. Бентосные фораминиферы указывают на готерив-барремский возраст (слои с *Dorothia hauteriviana*), наннопланктон допускает наличие валанжина (слои с *Cretarhabdus crenulatus* и *Cruciellipsis cuvillieri*).

Юго-восточнее этого поднятия измененные базальты с прослоями гиалокластических брекчий согласно сменяются наннопланктонным мелом с пластами кремней и неизвестковых порцелланитов (скв. 307). Радиолярии и наннопланктон указывают на присутствие берриаса, валанжина и готерива. Возраст базальных слоев недостаточно ясен, поскольку встреченные здесь представители наннопланктона характеризуются широким стратиграфическим диапазоном (верхняя юра-нижний мел). Мощность толщи карбонатных пород не менее 100 м. Выше следуют радиоляриевые аргиллиты с кремнями и порцелланитами, условно относимые к баррему.

На абиссальной равнине между поднятием Шатского и глубоководными желобами Японским и Идзу неоком сложен толщей чередования белых, серых, зеленоватых, розовых известняков, мела, мергелей, радиоляриевых аргиллитов с пестроцветными (красными, бурыми, зелеными, черными, серыми) кремнями (скв. 195, 196, 198). Мощность неокома в скв. 195 свыше 120 м, а в скв. 196 – не менее 180 м. Нижние слои карбонатной толщи в этих скважинах характеризуются *Cretarhabdus crenulatus, Cruciellipsis cuvillieri, Marcalius circumradiatus*. Подобная ассоциация наннопланктона свидетельствует о валанжин-готеривском возрасте известняков и исключает присутствие верхней юры, что допускалось ранее. Бентосные фораминиферы скорее указывают на готерив-барремский возраст отложений: *Lenticulina kugleri* Bart., Bett. et Bolli, *L. crassa* (Roemer), *L. muensteri* (Roemer), *L. subulata* (Reuss), *Frondicularia hastata* Roemer, *Lingulina praelonga* ten Dam, *Spirillina neocomiana* Moull., *Dorothia praeoxycona* Mo-

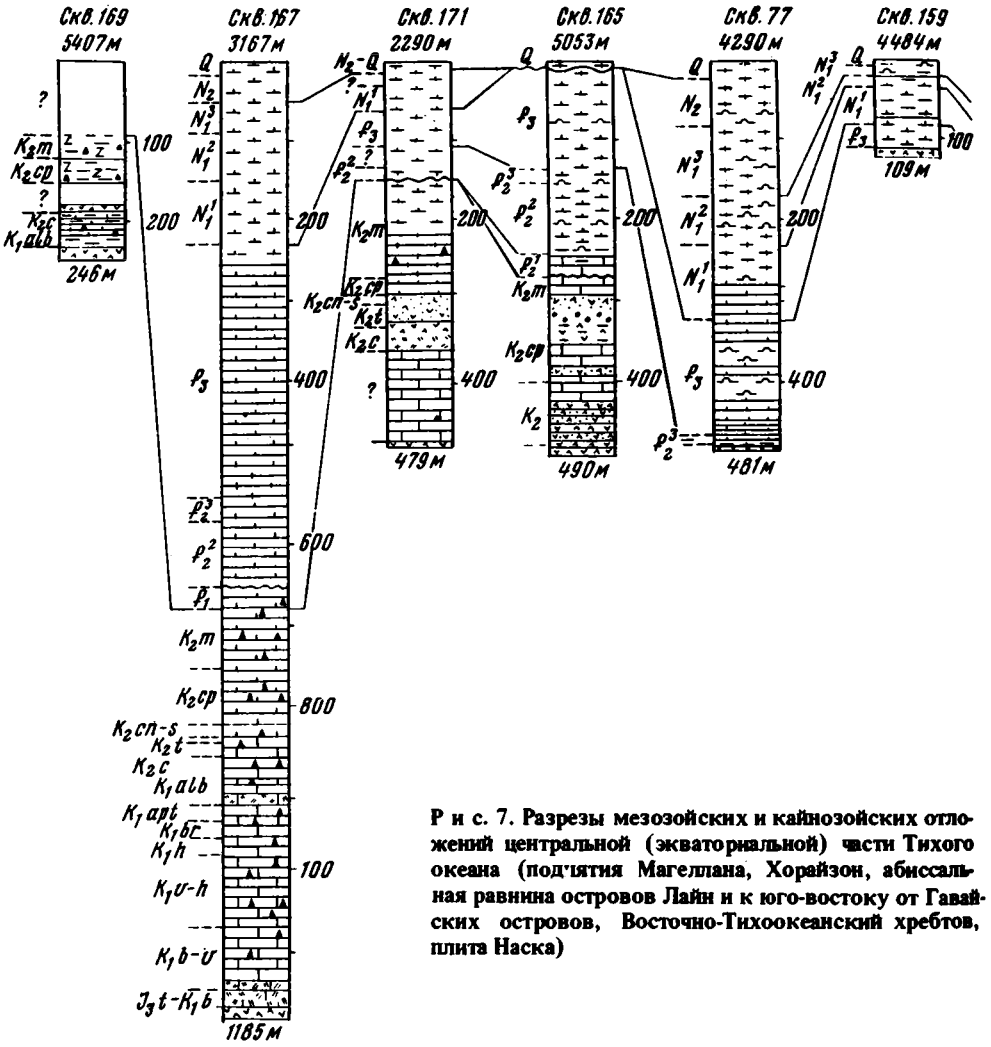
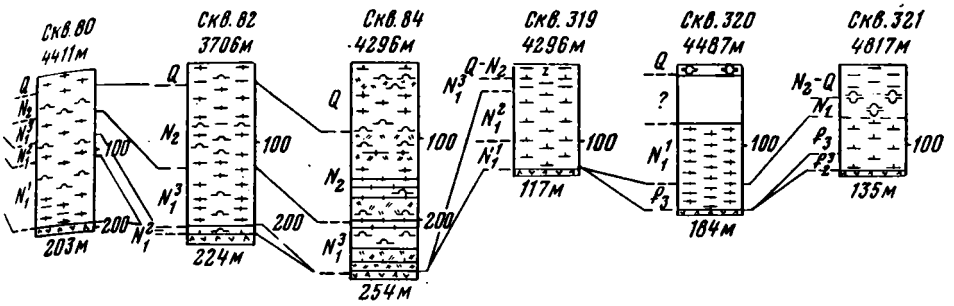


Рис. 7. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений центральной (экваториальной) части Тихого океана (подъятия Магеллана, Хорайзон, абиссальная равнина островов Лайн и к юго-востоку от Гавайских островов, Восточно-Тихоокеанский хребтов, плита Наска)

ull., *D. zedlerae* Moull., *D. hauteriviana* (Moull.), *Lenticulina ouachensis* (Sigal). Совместно с ними встречаются редкие *Gubkinella* sp.

В Центрально-Тихоокеанской впадине наиболее полный разрез неокома установлен на поднятии Магеллана (скв. 167). Здесь выше отложений зоны Nannoconus colomi (верхний титон–нижний берриас) залегает толща крепких известняков светло-серого цвета с многочисленными прослоями кремней и тонкими пропластками бурых глин и туффитов; мощность 220 м. По наннопланктону выделяются зоны Watznaueria britannica (поздний берриас–нижний валанжин), Tubodiscus jurapelagicus (поздний валанжин–ранний готерив), Cruciellipsis cuvillieri (готерив) и Tetralithus malticus (баррем). В глубоководных областях Центрально-Тихоокеанской впадины отложения неокома имеют другой облик. В скв. 166 выше экструзивных базальтов залегают известковистые аргиллиты, местами окремненные, с прослойками измененных туфов; мощность 28 м. Эти осадки содержат бентосные фораминиферы и наннопланктон позднего готерива–нижнего апта.

В скв. 164 (восточнее островов Лайн) базальты океанического фундамента сменяются бурыми цеолитовыми глинами с кремнями мощностью около 65 м. В одном из прослоев в 18 м выше контакта с базальтами обнаружен наннопланктон со следами избирательного растворения, определяющий возраст осадков в пределах баррема–альба.



На поднятии Манихики выше базальтов фундамента (лавовые потоки с тонкими прослоями зеленых и красных вулканогенных алевролитов) располагается мощная толща (до 233 м) зеленых и красных вулканогенных песчаников, алевролитов, глин и брекчий. Возраст этой толщи не известен; встреченные обломки моллюсков говорят лишь о мелководном происхождении отложений. Далее следуют известняки с кремнями, содержащие скудные бентосные фораминиферы и наннопланктон баррема–апта (скв. 317).

Осадки верхней части нижнего мела (апт–альб) развиты в том же северо-западном секторе Тихого океана. Они обычно согласно располагаются на породах неокома и лишь на плато Онтонг-Джава (скв. 289) апт непосредственно перекрывает базальты океанического фундамента, а северо-западнее поднятия Магеллана (скв. 169, 170) в таких же соотношениях с базальтами находится альб.

На поднятии Шатского к апту и альбу относятся нанно-фораминиферовые илы и мел с кремнями и порцелланитами мощностью до 140 м (скв. 51, 305, 306). Апт характеризуется планктонными фораминиферами (слои с *Globigerinelloides ferreolensis*) и наннопланктоном зоны Parhabdolithus angustus. Альб начинается слоями с *Hedbergella trocoidea*, выше следуют слои с *Ticinella roberti* и *T. primula* и зона Rotalipora apenninica, переходная к сеноману.

На абиссальной равнине к северо-западу от поднятия Шатского апт и альб достоверно не установлены (скв. 303, 304). Они либо входят в состав толщи бурых цеолитовых глин с кремнями, либо выпадают из разреза. Сходные по литологии осадки (цеолитовые глины, радиоляриевые аргиллиты, кремни, порцелланиты) мощностью до 100 м развиты и к юго-востоку от поднятия Шатского (скв. 307). Скудные радиолярии очень приблизительно позволяют относить эти отложения к апт-альбскому интервалу. Юго-западнее поднятия Шатского к апту и альбу может принадлежать часть немых бурых цеолитовых глин (скв. 196, 198), в других случаях (скв. 195) они выпадают из разреза.

На поднятии Хесса в забое скв. 310 установлены нанно-фораминиферовые илы и мел, переходные от альба к сеноману (зона Rotalipora apenninica).

В обширной Центрально-Тихоокеанской впадине апт и альб очень хорошо представлены на поднятии Магеллана (скв. 167). Здесь к ним относятся светло-серые и буроватые известняки с кремнями, подчиненными прослоями глин, туффитовых известняков и алевритовых туфов; мощность 90 м. Систематический состав фораминифер и радиолярий не отличается разнообразием, но с помощью наннопланктона выделяются апт-нижний альб (зона Parhabdolithus angustus), нижний альб (зона Prediscosphaera cretacea), верхний альб (зона Eiffellithus turriseiffeli) и поздний альб-сеноман (зона Lithraphidites alatus).

Южнее, в глубоководной области Центрально-Тихоокеанской впадины (скв. 166), апт сложен аргиллитами, альб – вулканогенными песчаниками, алевролитами и глинами со скудными фораминиферами, радиоляриями и наннопланктоном; мощность до 50 м. На севере впадины (скв. 169, 170) глубоководные известковистые цеолитовые глины с кремнями и туфовым материалом содержат наннопланктон верхнего альба (зона Fiffellithus turriseiffeli) и залегают прямо на выветрелых экструзивных базальтах. Мощность глин не превышает 10–15 м.

Восточнее островов Лайн апт и альб, очевидно, входят в состав толщи бурых цеолитовых глин с кремнями, вулканическим стеклом и бедными радиоляриями (скв. 164).

На севере плато Онтонг-Джава (скв. 289) базальты и лавы фундамента сменяются стекловатыми туфами, туфогенными известняками и известняками с хедбергеллами верхнего апта; мощность аптских отложений не превышает 18 м. На юге плато (скв. 288) контакт с базальтами не вскрыт. Разрез начинается известняками и мелом с прослоями кремней и туфогенных глин и мелкими хедбергеллами апта. Выше залегают аналогичные известняки альба с *Planomalina buxtorfi* (Gand.) и *Hedbergella delrioensis* (Carsey). В кровле альба прослеживается зона Rotalipora apenninica, переходная к сеноману.

На плато Манихики (скв. 317) осадочно-вулканогенные породы неокома сменяются серыми, желтоватыми и зеленоватыми известняками и мелом с прослоями пестроцветных кремней, обломками моллюсков и бентосными фораминиферами. Эти отложения мощностью около 50 м подразделяются с помощью наннопланктона на апт и альб. По планктонным фораминиферам различается нижняя часть апта с *Leupoldina pustulans* (Bolli), *Globigerinelloides maridalensis* (Bolli), *G. ferreolensis* (Moull.), соответствующая, очевидно, зоне Leupoldina cabri, и средняя часть апта с *Globigerinelloides algerianus* Cushm. et ten Dam, *G. blowi* (Bolli), *G. ferreolensis* (Moull.), *G. maridalensis* (Bolli), *Hedbergella gorbatschikae* Longoria, *H. infracretacea* Glaess., относящаяся к зоне Globigerinelloides algerianus. Верхний апт и альб характеризуются скудными планктонными фораминиферами. Весьма разнообразны бентосные фораминиферы.

Таким образом, отложения титона-нижнего мела характеризуются тремя фациальными типами: 1) различные карбонатные породы, свойственные титону-неокому, а на поднятиях слагающие весь разрез титона и нижнего мела; 2) бурые цеолитовые глины, типичные для апта и альба и реже слагающие весь разрез нижнего мела (скв. 164); 3) вулканогенно-осадочные породы, пользующиеся ограниченным распространением (скв. 317 на плато Манихики).

Верхний мел

Отложения верхнего мела, по сравнению с осадками верхней юры и нижнего мела, развиты на более обширных пространствах Тихого океана. Они приурочены не только к северо-западному сектору Тихого океана, но установлены на севере (Императорские горы, скв. 192) и в центральной части океана (скв. 66, 163, 165, 171, 313, 315, 316), в Тасмановом море (скв. 207, 208), на плато Кемпбелл к югу от Новой Зеландии (скв. 275) и в море Беллинсгаузена у континентального склона Антарктиды (скв. 323).

Обычно верхний мел связан с подстилающими осадками постепенным переходом (скв. 164, 166, 167, 169, 170, 288, 305, 306, 307, 310, 317). Иногда характер контакта неясен из-за нерасчлененности нижнего мела (скв. 303, 304) и, разумеется, когда скважины не вышли за пределы верхнего мела (скв. 45, 47, 48, 51, 198, 199, 275, 316). На севере плато Онтонг-Джава (скв. 289) нижний и верхний мел, очевидно, разделены перерывом. За пределами распространения пород верхней юры – нижнего мела верхний мел различными своими подразделениями располагается непосредственно на базальтах океанического фундамента: сеноман (скв. 171), сантон (скв. 315), кампан (скв. 163, 165, 313), маастрихт (скв. 192, 323).

На севере Императорских гор (скв. 192) выше щелочных базальтов и трахибазальтов согласно залегает пласт (около 1 м) буроватых и зеленоватых мела и известняка нижнего-среднего маастрихта. Планктонные фораминиферы единичны (*Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp.), но наннопланктон достаточно разнообразен и свидетельствует о теплых поверхностных водах субтропической области: *Arkhangelskiella cymbiformis, A. parca, Reinhardites anthophorus, Watznaueria barnesae, Cretarhabdulus conicus, Prediscosphaera cretacea, Glaukolithus diplo-*

grammus, Cribosphaera ehrenbergi, Cyclagelosphaera margereli, Tetralithus murus, T. pyramidus, Cylindrolithus serratus, Zycodiscus spiralis и др.

Прекрасные разрезы верхнемеловых отложений находятся на поднятии Шатского (скв. 47, 48, 51, 305, 306), где верхний мел сложен белыми, светло-серыми и желтоватыми наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми илами и мелом с прослоями черных и серых кремней. Наиболее полные разрезы приурочены к осевой части поднятия (скв. 47, 305), где мощность верхнего мела достигает 285 м. По планктонным фораминиферам установлены самая нижняя часть сеномана с *Rotalipora apenninica*, верхняя часть сеномана с *R. gandolfii, R. cushmani, R. evoluta*, турон (зона Praeglobotruncana helvetica), коньяк (зона Globotruncana renzi), сантон (зона Globotruncana concavata), кампан (зоны Globotruncana elevata и Globotruncana calcarata) и маастрихт (зоны Rugotruncana subcircumnodifer, Globotruncana gansseri, Abathomphalus mayaroensis). В сеномане среди мела и илов обнаружены тонкие прослои черных битуминозных глин, обычные для одновозрастных осадков Атлантического океана.

На абиссальной равнине к северу от поднятия Шатского (скв. 303, 304) почти весь верхний мел уничтожен размывом – сохранились лишь цеолитовые глины с кремнями и радиоляриями сеномана. Аналогичные осадки, относящиеся к низам верхнего мела, встречены и в глубоководной области к югу от этого поднятия (скв. 307).

На равнинах к востоку от Японского, Идзу и Марианского желобов верхний мел сложен бурыми цеолитовыми глинами с прослоями кремней (скв. 194, 195, 196, 198, 52, 61). Планктон с известковым скелетом отсутствует. Встречаются скудные радиолярии и своеобразные агглютинированные (кремнистые) фораминиферы с тонкостенной раковиной: *Haplophragmoides multicamerus* Krash., *H. fraudulentus* Krash., *H. constrictus* Krash., *H. molestus* Krash., *H. biumbilicalis* Krash., *Praecystammina globigerinaeformis* Krash., *Labrospira pacifica* Krash., *Plectorecurvoides parvus* Krash., *Pseudobolivina munda* Krash., *Paratrochamminoides semipellucidus* Krash. и др. (сантон-кампан). Детальное расчленение верхнего мела затруднительно. Бедность органическими остатками и редкий отбор керна позволяют оценивать мощность верхнего мела лишь приблизительно (от 20 до 150 м).

В некоторых случаях допустимы перерывы. Так, в скв. 195 осадки неокома и верхнего миоцена разделены интервалом всего лишь в 142 м.

Иным типом глубоководных осадков представлен верхний мел на Каролинской абиссальной равнине, где поздний кампан-маастрихт сложены наннопланктонным известняком и мелом с прослоями кремней и бурых туфов; мощность около 100 м (скв. 199). Планктонные фораминиферы почти полностью растворены и лишь в кровле верхнего мела выделяется зона Abathomphalus mayaroensis. Лучшей сохранностью отличается наннопланктон, позволяющий выделить зону Tetralithus trifidus (поздний кампан-ранний маастрихт) и зоны Lithraphidites quadratus и Micula mura маастрихта.

Разрез отложений верхнего мела на поднятии Хесса (скв. 310) напоминает таковой поднятия Шатского. Здесь вскрыта толща наннопланктонных илов и мела с прослоями кремней и порцелланитов; мощность 250 м. В сеномане отмечены прослои темных глин. Планктонные фораминиферы не везде многочисленны. На основании их выделяются сеноман (зоны Rotalipora apenninica, Rotalipora evoluta), турон (зона Praeglobotruncana helvetica), коньяк (зона Globotruncana renzi), сантон (зона Globotruncana concavata), кампан, маастрихт.

В западной тропической области Тихого океана (между Маршалловыми островами и островами Лайн) скважины 66, 166, 169 вскрыли главным образом пелагические осадки верхнего мела – бурые цеолитовые глины с кремнями и редкими прослоями мела, туффитовых и слабоизвестковистых глин. Мощность их достигает 130 м. Стратиграфическое расчленение отложений достигается с помощью радиолярий и отчасти наннопланктона. Лишь иногда встречаются планктонные фораминиферы (сеноман, зона Rotalipora evoluta в скв. 169). В

этой же скважине по наннопланктону установлены сеноман (зона Lithraphidites alatus), кампан (зона Eiffellithus eximius) и маастрихт (зона Lithraphidites quadratus).

Менее глубоководные осадки верхнего мела представлены переслаиванием наннопланктонных глинистых известняков и мела с бурыми зеленоватыми цеолитовыми слабоизвестковыми глинами, причем роль последних вверх по разрезу возрастает (скв. 170). Мощность около 180 м. Наннопланктон свидетельствует о непрерывности разреза: сеноман (зона Lithraphidites alatus), турон (зона Micula decussata), коньяк-сантон (зона Marthasterites furcatus), нижний кампан (зона Eiffellithus eximius), поздний кампан-ранний маастрихт (зона Tetralithus trifidus). Редкие планктонные фораминиферы встречены в сеномане, кампане и маастрихте.

На поднятии Мегеллана в пределах рассматриваемой Центрально-Тихоокеанской котловины (скв. 167) к верхнему мелу относятся белые и серые известняки и мел с прослоями бурых и черных кремней: мощность 185 м. Отложения сеноман-сантона характеризуются планктонными фораминиферами плохой сохранности. Выше четко выделяются зоны Globotruncana stuartiformis и Globotruncana calcarata в кампане и зоны Rugotruncana subcircumnodifer, Globotruncana gansseri и Abathomphalus mayaroensis в маастрихте. По наннопланктону прослеживается почти вся серия зон верхнего мела. Не установлены только зоны Corollithion exiguum (нижний турон) и Gartnerago obliquum (сантон); скорее всего, они были пропущены из-за недетального отбора керна.

Восточнее, между островами Лайн и Гавайскими островами, литологический облик верхнемеловых отложений достаточно разнообразен.

На поднятии Хорайзон (скв. 171) осадки верхнего мела относительно мелководные, преимущественно карбонатные. Выше выветрелых пузырчатых базальтов согласно залегает пачка крепких известняков предположительно верхнемелового возраста; в кровле ее найдены сеноманские планктонные фораминиферы. Выше следуют туффитовые известняки, известковистые вулканогенные песчаники, алевролиты, глины, брекчии с прослоем гиалокластитов и пластом базальтовых лав; в них встречены планктонные фораминиферы сеномана, турона (зона Praeglobotruncana helvetica), коньяка (зона Globotruncana renzi) и нижнего сантона (зона Globotruncana concavata). Заканчивается разрез нанно-фораминиферовыми илами и мелом с прослоями кремней, относящимися к кампану (зона Globotruncana calcarata) и маастрихту (зоны Rugotruncana subcircumnodifer, Globotruncana gansseri, Abathomphalus mayaroensis). Общая мощность 324 м.

В районе Срединно-Тихоокеанских гор (скв. 313) разрез верхнего мела сокращенный. Экструзивные базальты покрываются нанно-фораминиферовыми известняками, известковистыми вулканогенными песчаниками, алевролитами, брекчиями, глинами. Иногда осадки приобретают характер турбидитов; мощность 194 м. Эта пачка относится к кампанскому ярусу. В подошве ее выделяется зона Globotruncana stuartiformis, а в кровле - зона Globotruncana calcarata. Выше следует нанно-фораминиферовый мел с прослоями кремней и порцелланитов; мощность 92 м. Возраст их маастрихтский (зоны Rugotruncana subcircumnodifer и Globotruncana gansseri). Самая верхняя часть маастрихта отсутствует.

Расположенные южнее скв. 163, 164 и 165 пробурены в глубоководных районах Тихого океана (современные глубины от 5000 до 5500 м). Однако в тех случаях, когда верхний мел залегает на экструзивных базальтах, он характеризуется осадками с известковым планктоном. Так, в скв. 163 выше базальтов следует толща наннопланктонного мела с кремнями (мощностью 120 м), в котором установлена вся серия зон кампана-нижнего маастрихта (зоны Eiffellithus angustus, Broinsonia parca, Tetralithus trifidus, Lithraphidites quadratus). Планктонные фораминиферы обедненные, с их помощью выделяется верхний кампан (зона Globotruncana calcarata) и нижний маастрихт. В скв. 165 базальты сменяются толщей вулканогенно-обломочных песчаников, алевролитов, конгломератов с прослоями глин и наннопланктонных известняков; мощность 230 м. В средней части толщи имеются пласты базальтовых пузыристых лав,

а в кровле – пачка известняков с кремнями. По наннопланктону выделяются почти все зоны кампана и маастрихта. Планктонные фораминиферы свойственны лишь отдельным пачкам, позволяя установить зону Globotruncana elevata (нижний кампан) и зону Abathomphalus mayaroensis (верхний маастрихт). Когда верхний мел подстилается более древними осадками (скв. 164), он представлен глубоководными бурыми цеолитовыми глинами с кремнями и фауной радиолярий. Последние свидетельствуют о почти полном его объеме (сеноман-кампан), но даже ярусное расчленение затруднительно; мощностью 130-160 м.

На юге архипелага Лайн выветрелые базальты сменяются вулканогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Выше в них появляются прослои наннопланктонных известняков и глин. Мощность достигает 210 м. В базальных слоях органические остатки отсутствуют (около 70 м); далее по разрезу на основании наннопланктона устанавливаются сантон, кампан и маастрихт (скв. 315). Аналогичными темными и темно-зелеными вулканогенными песчаниками и брекчиями с прослоями нанно-фораминиферовых известняков представлены кампан и маастрихт в скв. 316, где их мощность достигает 257 м. Отдельные прослои известняков обогащены планктонными фораминиферами, которые позволяют выделить зоны Globotruncana elevata и Globotruncana calcarata (кампан) и зону Globotruncana gansseri (средний маастрихт).

В экваториальной области Тихого океана на плато Онтонг-Джава скв. 288 вскрыла мощную толщу (около 400 м) наннопланктонных известняков и мела, охватывающих весь верхний мел. Хотя планктонные фораминиферы местами перекристаллизованы, выше верхнего альба установлены: нижний сеноман с *Rotalipora apenninica* (Renz), *R. evoluta* (Sigal), *Planomalina caseyi* (Gand.); средний сеноман с *Rotalipora reicheli*, *R. evoluta* (Sigal); турон (зона Praeglobotruncana helvetica); коньяк (зона Globotruncana renzi); поздний коньяк с *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Globotruncana pseudolinneiana* Pess.; сантон с *Globotruncana angusticarinata* Gand., *G. lapparenti* Brotz.; кампан с обедненным комплексом; нижний маастрихт с *Rugotruncana subpennyi* Bronn.; средний маастрихт (зона Globotruncana gansseri). Сходные наннопланктонные известняки и мел вскрыты скв. 289 на юге плато Онтонг-Джава. Вероятно, верхний мел располагается здесь на породах нижнего мела с размывом. Действительно, кампан и апт разделены интервалом в 28,5 м, пройденным без отбора керна. Трудно предположить, что он может отвечать сеноману-сантону в фации карбонатных осадков. Верхний мел подразделяется на кампан-нижний маастрихт и средний маастрихт (зона Globotruncana gansseri).

К югу от экватора на плато Манихики разрез верхнего мела сокращен по мощности (порядка 50 м). Выше отложений альба располагаются светло-серые и желтоватые мелоподобные известняки с кремнями (скв. 317). Наннопланктон указывает на присутствие сеномана-турона, сантона, кампана и маастрихта. Планктонные фораминиферы обедненные, лишь в маастрихте их видовой состав становится более разнообразным: *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Globotruncana gansseri* Bolli, *G. contusa* (Cushm.), *G. arca* (Cushm.), *G. stuarti* (Lapp.), *G. fornicata* Plumm., *Gublerina cuvillieri* Kikoine, *Planoglobulina multicamerata* de Klasz, *Racemiguembelina fructicosa* (Egger), *Rugotruncana subcircumnodifer* (Gand.), *R. subpennyi* (Gand.), *Pseudoguembelina excolata* (Cushm.), *P. elegans* (Rzehak). Судя по списку, маастрихт представлен в полном объеме.

В Тасмановом море бурение проводилось на юге (скв. 207) и севере (скв. 208) поднятия Лорд-Хау. На юге разрез начинается витрофировыми риолитовыми лавами, туфами и лапилли субаэрального или мелководного происхождения; мощность 156 м. Выше следуют неизвестковистые алевритовые аргиллиты с глауконитом, редкими агглютинированными (*Dorothia*, *Gaudryina*, *Cyclammina*) и планктонными фораминиферами [*Hedbergella monmouthensis* (Olsson), *Globigerinelloides volutus* (White), *Heterohelix glabrans* Cushm.] и наннопланктоном маастрихта; мощность 48 м. На севере поднятия скв. 208 вскрыла 18 м наннопланктонного мела с разнообразными планктонными фораминиферами маастрихта – *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Globotruncana circumnodifer*

(Finl.), *Hedbergella monmouthensis* (Olsson), *Rugoglobigerina rotundata* Bronn., *Planoglobulina carseyae* (Plumm.), *Pseudotextularia deformis* (Kikoine), *Globigerinelloides volutus* (White), *G. subcarinatus* (Bronn.), *Heterohelix striata* (Ehrenb.).

Совсем иными осадками характеризуется верхний мел на плато Кемпбелл, к юго-востоку от Новой Зеландии. Скважиной 275 здесь пройдено около 60 м темных и зеленоватых глин и алевритов с обильными радиоляриями (зона Pa. tulibracchium dickinsoni), диатомеями и силикофлягеллятами кампана-маастрихта. Планктон с известковым скелетом отсутствует.

Самое южное местонахождение осадков верхнего мела известно на абиссальной равнине Беллинсгаузена (скв. 323) – желтоватые и буроватые ожелезненные аргиллиты с радиоляриями, агглютинированными фораминиферами и бедным наннопланктоном; мощность 27 м. Ниже располагаются афанитовые голокристаллические базальты. Хотя следов контактового метаморфизма не наблюдалось, можно предполагать, что базальты представляют собой силл, а океанический фундамент (слой 2) находится несколько ниже.

В целом наибольшим распространением в пределах верхнего мела пользуется фация карбонатных осадков с кремнями и фация бурых некарбонатных цеолитовых глин. Подчиненное положение занимает фация вулканогенных песчаников, алевролитов и глин с прослоями известняков и фация некарбонатных глин с холодноводным кремневым планктоном.

Палеоген

Палеогеновые отложения пользуются несравненно более широким распространением в Тихом океане, нежели осадки верхнего мела. Они пройдены скважинами в западном, центральном и восточном секторах океана, на севере (вдоль Алеутских островов) и юге (море Беллинсгаузена, море Росса, южнее Новой Зеландии и Тасмании). Палеоген установлен во многих краевых морях (Филиппинском, Коралловом, Тасмановом).

Эпизодический отбор керна и слабое стратиграфическое расчленение глубоководных глинистых осадков в ряде случаев препятствуют оценке соотношения палеогена с более древними отложениями. В некоторых скважинах (47, 167, 288, 305) датский ярус и маастрихт связаны, очевидно, постепенным переходом или перерыв между ними невелик (скв. 289). Чаще между мелом и палеогеном фиксируется перерыв с выпадением тех или иных стратиграфических подразделений (скв. 164, 165, 166, 170, 171, 192, 207, 208, 310, 313, 315, 316); иногда это несогласие наблюдается между датским ярусом и более молодыми отложениями палеогена (скв. 199, 323). За пределами распространения пород юрского и мелового возраста палеоген непосредственно перекрывает базальты океанического фундамента, причем ложится различными горизонтами палеоцена (скв. 283, 294, 295), нижнего эоцена (скв. 38, 39, 162, 287), среднего эоцена (скв. 41, 74, 161, 183, 286, 291), верхнего эоцена (скв. 77, 282, 292, 321) и олигоцена (скв. 32, 34, 53, 57, 63, 75, 78, 159, 160, 172, 205, 274, 278, 320).

На севере Тихого океана палеоген вскрыт в северной части Императорских гор (скв. 192) и к югу от Алеутского желоба (скв. 183). В скв. 183 на Алеутской абиссальной равнине выше оливиновых базальтов залегает толща глин, алевритов и тонких песков с редкими прослоями наннопланктонных известняков и мела; мощность 266 м. На основании бедного наннопланктона выделяется нижний эоцен (зона Marthasterites tribrachiatus), верхний эоцен–нижний олигоцен с *Chiasmolithus altus, Dictyococcites bisectus, Reticulofenestra umbilica, R. hillae* и олигоцен с *Cyclicargolithus floridanus, Dictyococcites scrippsae, Sphaenolithus moriformis, S. predistentus*. В скв. 192 отложения маастрихта несогласно сменяются наннопланктонным мелом с прослоями известковистых глин, алевролитов и песчаников; мощность 87 м. В низах этой пачки встречаются нижнеэоценовые планктонные фораминиферы [*Globorotalia lensiformis* Subb., *Acarinina primitiva* (Finl.), *A. soldadoensis* Bronn.] и наннопланктон (зоны Marthasterites tribrachiatus – Discoaster sublodoensis). Более высоким

горизонтам свойствен наннопланктон среднего эоцена (зоны Nannotetrina alata – Discoaster tani nodifer), среднего–верхнего эоцена (зоны Discoaster saipanensis – Chiasmolithus oamaruensis) и верхнего эоцена–олигоцена (зоны Isthmolithus recurvus–Helicoponthosphaera reticulata).

В северо-западной части Тихого океана бурение проводилось как на абиссальных равнинах, так и на поднятиях.

На поднятии Шатского (скв. 47, 305) белые мелоподобные известняки датского яруса, палеоцена, эоцена и олигоцена согласно залегают на аналогичных породах маастрихта. Планктонные фораминиферы и наннопланктон свидетельствуют о непрерывности разреза палеоцена и нижнего эоцена; мощность 43 м. Так, по фораминиферам здесь четко прослеживаются зоны Globigerina taurica, Globorotalia trinidadensis (датский ярус), Acarinina uncinata, Globorotalia angulata, Globorotalia pseudomenardii, Globorotalia velascoensis (палеоцен), Globorotalia subbotinae, Globorotalia formosa, Globorotalia aragonensis, Globorotalia palmerae. Последовательность нанно–фораминиферовых илов среднего и верхнего эоцена и олигоцена неполная, с рядом перерывов и выпадением зон; мощность 39 м. Установлены лишь зоны: Hantkenina aragonensis, Globorotalia lehneri (средний эоцен), Globigerapsis semiinvolutus, Globorotalia cocoaensis (верхний эоцен), Globigerina tapuriensis, Globorotalia opima, Globigerina ciperoensis (олигоцен).

На абиссальных равнинах к северу (скв. 49, 50, 303, 304), западу (скв. 51, 194, 195), юго-западу (скв. 196) и юго-востоку (скв. 307) от возвышенности Шатского палеоген отсутствует. Во всяком случае, палеонтологически он не доказан в составе маломощных толщ бурых цеолитовых глин кайнозоя.

На абиссальной равнине у острова Мидуэй к кайнозою относится маломощная толща (40–85 м) бурых цеолитовых глин, в нижней части обогащенных вулканическим пеплом. Скудными радиоляриями и наннопланктоном доказано присутствие верхнего эоцена и олигоцена (скв. 45, 46, 311).

Бурением на гайоте Коко (скв. 308, 309) породы фундамента не вскрыты (предположительно толеитовые базальты). Самые древние отложения относятся к нижнему эоцену и представлены известковистыми вулканогенными песчаниками и алевритами с обильными оолитами; мощность 68 м. Характер отложений и фауны свидетельствует о мелководных (шельфовых) условиях осадконакопления. Планктонные фораминиферы зоны Globorotalia aragonensis и наннопланктон зоны Discoaster lodoensis немногочисленны. Весьма обычны бентосные фораминиферы с толстостенными раковинами – *Valvulina angulosa* Le Calvez, *V. limbata* Terq., *Clavulina columnatortilis* (d'Orb.), *Discorbis perovalis* (Terq.), *Valvulineria scrobiculata* (Schwag.), *Pararotalia debourlei* Le Calvez, *Glabratella* sp., *Stomatorbina torrei* (Cushm. et Berm.), *Lamarckina rugulosa* Plumm., *Remanellina* sp., одиночные кораллы, остракоды, мшанки (*Antropora, Nellia, Poricellaria, Cribrilaria, Tubucella*). Нижний эоцен покрывается четвертичными фораминиферовыми илами, но в их нижней части найдены переотложенные олигоценовые бентосные фораминиферы (*Spiroclypeus tidoenganensis* Vlerk, *Heterostegina assilinoides* Blanck., *Amphistegina* sp.) совместно с обломками колониальных кораллов и водорослей. Очевидно, мелководные отложения эоцена и олигоцена (глубина океана 30–70 м) были в значительной степени уничтожены размывом в процессе опускания (современная глубина океана 1470 м).

Сокращенным разрезом палеогеновых отложений с рядом перерывов характеризуется поднятие Хесса (скв. 310). Осадки раннего маастрихта с размывом покрываются глинистыми нанно–илами самой верхней части нижнего эоцена (зона Discoaster lodoensis) и низов среднего эоцена (зоны Discoaster sublodoensis и Nannotetrina quadrata); мощность 10 м. Выше снова несогласно залегают нанно–илы нижнего олигоцена (зоны Globigerina tapuriensis, Globigerina sellii); мощность 9 м. Более высокие слои палеогена размыты. Эоценовые отложения содержат обедненные ассоциации планктонных фораминифер; в олигоцене они становятся разнообразнее и выделяются зоны Globigerina tapuriensis – Globigerina sellii, Globigerina ampliapertura, Globorotalia opima.

Разнообразен литологический характер осадков палеогена в западной экваториальной части Тихого океана (между Каролинскими и Маршалловыми островами). На Каролинском поднятии (скв. 57, 58) свежие долеритовые базальты согласно покрываются нанно-фораминиферово-радиоляриевыми илами позднего олигоцена (зоны Globigerina ciperoensis и Globorotalia kugleri s. str. по фораминиферам, зона Sphenolithus ciperoensis по наннопланктону, зона Lychnocanium bipes по радиоляриям). Базальные слои осадочного чехла содержат обильный вулканический пепел, количество которого постепенно убывает вверх по разрезу. Мощность верхнего олигоцена около 40 м.

Серией тектонических ступеней Каролинское поднятие обращено на север, смыкаясь с Восточно-Марианской абиссальной впадиной. Осадки палеогена здесь носят иной облик. В скв. 59 верхний мел покрывается маломощной пачкой (20-25 м) бурых цеолитовых глин с отдельными прослоями кремней, радиоляриевых илов и известковистых глин, содержащих скудные планктонные фораминиферы верхнего эоцена и позднего олигоцена. В скв. 61 палеоген выпадает из разреза.

Северо-восточнее Каролинских островов у восточного края Каролинской абиссальной равнины кайнозой связан с верхним мелом постепенным переходом (скв. 199). Породы верхнего маастрихта согласно сменяются светло-бурыми наннопланктонными и окремненными известняками с редкими прослоями туфов, относящимися к зоне Globigerina eugubina (базальные слои датского яруса). Однако выше с размывом залегают наннопланктонный мел, окремненные известняки и кремни верхнего палеоцена (зоны Globorotalia pseudomenardii и Globorotalia velascoensis). Общая мощность палеоцена (включая датский ярус) составляет 116 м. Значительная мощность палеоцена при (отсутствии основной части датского яруса и всего нижнего палеоцена) объясняется интенсивным перетложением карбонатного материала (главным образом мелового наннопланктона и отчасти планктонных фораминифер) с окрестных подводных возвышенностей.

Возвышенность (гайот) Ита-Маи-Таи разбурена скв. 200, 201 и 202. Океанический фундамент не вскрыт. Разрез начинается крепкими оолитовыми известняками палеоцена - нижнего эоцена (?), мощность 32 м. Выше залегают фораминиферовые пески нижнего эоцена (зона Globorotalia formosa, скв. 201) или среднего эоцена (зона Orbulinoides beckmanni, скв. 202) мощностью в несколько метров. Образование оолитовых осадков происходило в полосе шельфа на глубинах нескольких метров. К мелководным отложениям следует отнести фораминиферовые пески, наннопланктон из них полностью вынесен течениями.

Южнее Каролинских островов на поднятии Эуарипик в забое скв. 62 находится наннопланктонный мел верхнего олигоцена (зона Globorotalia kugleri s. str.), прорванный интрузией базальтов.

Восточнее, в пределах Восточно-Каролинской впадины (скв. 63), наннопланктонный мел олигоцена (зоны Globorotalia opima, Globigerina ciperoensis, Globorotalia kugleri s. str.) согласно подстилается экструзивными базальтами; мощность олигоцена свыше 210 м.

Прекрасные разрезы карбонатных осадков кайнозоя установлены при бурении на поднятии Онтонг-Джава (скв. 64, 288, 289). Датский ярус отделен от маастрихта перерывом; относительно небольшие перерывы (с выпадением двух-трех зон) фиксируются внутри палеоцена, на границе нижнего и среднего эоцена, верхнего эоцена и олигоцена. Палеоцен и эоцен сложены чередованием нанно-фораминиферового мела и известняков с прослоями кремнистых радиоляриевых известняков и кремней (зоны Globorotalia trinidadensis, Globorotalia pseudomenardii, Globorotalia velascoensis, Globorotalia subbotinae, Globorotalia formosa, Globorotalia aragonensis, Globigerapsis kugleri, Globorotalia lehneri, Orbulinoides beckmanni, Truncorotaloides rohri, Globigerapsis semiinvolutus, Globorotalia cocoaensis); в олигоцене развиты нанно-фораминиферовый мел и илы (зоны Globigerina sellii, Globigerina ampliapertura, Globorotalia opima, Globigerina ciperoensis). Мощность палеогена 492 м.

Абиссальные равнины Центрально-Тихоокеанской впадины (между островами Гилберта и Маршалловыми на западе и островами Лайн на востоке) выстл

лаются глубоководными осадками кайнозоя (скв. 65, 66, 166, 168, 169, 170, 314). Палеоген залегает на осадках верхнего мела - иногда согласно на маастрихте (скв. 170), иногда с глубоким размывом на сеномане (скв. 166). К палеогену относятся бурые, цеолитовые и радиоляриевые глины с прослоями порцелланитов, кремней и радиоляриевых илов. Радиолярии свидетельствуют о наличии среднего эоцена - зоны Thyrsocyrtis triacantha (скв. 166), Podocyrtis mitra (скв. 168), Podocyrtis chalara (скв. 65), Podocyrtis goetheana (скв. 166); верхнего эоцена - зоны Thyrsocyrtis tetracantha (скв. 65), Thyrsocyrtis bromia (скв. 65, 166, 168); олигоцена - зоны Theocyrtis tuberosa (скв. 65, 166), Dorcadospyris ateuchus (скв. 65, 166), Lichnocanium bipes (скв. 65, 66, 166). В скв. 166 мощность отложений среднего и верхнего эоцена и олигоцена составляет 120 м, в других случаях она падает до 40 (скв. 168) и менее метров.

Поднятие Магеллана, находящееся в центральной части Центрально-Тихоокеанской впадины, характеризуется карбонатными осадками кайнозоя (скв. 167). Палеоген сложен белым наннопланктонным и нанно-фораминиферовым мелом и известняками с многочисленными прослоями серых и бурых кремней в палеоцене и среднем эоцене; мощность 416 м. Датский ярус связан с маастрихтом постепенным переходом. Палеоцен заканчивается зоной Globorotalia angulata. Выше следует перерыв с выпадением верхнего палеоцена, нижнего эоцена и низов среднего эоцена. Далее разрез палеогена непрерывен, с обильными планктонными фораминиферами, наннопланктоном и радиоляриями; в этом интервале выделяется вся серия фораминиферовых зон от зоны Orbulinoides beckmanni (верхняя часть среднего эоцена) до зоны Globigerina ciperoensis (поздний олигоцен).

С севера рассматриваемая впадина ограничивается Центрально-Тихоокеанскими горами. Разрез палеогеновых отложений здесь сокращенный (скв. 313). Палеоцен и эоцен сложены нанно-фораминиферовым мелом с прослоями кремней, в олигоцене развиты мягкие нанно-фораминиферовые илы. Палеоген отделен от среднего маастрихта перерывом, начинаясь осадками самой верхней части палеоцена (зона Discoaster multiradiatus). Выше следуют осадки нижнего и среднего эоцена. Вопрос о верхнем эоцене и нижнем олигоцене неясен из-за редкого отбора керна. Мощность палеогена 150 м.

Сходное строение имеет палеоген близлежащего поднятия Хорайзон (скв. 44, 171). Породы верхнего маастрихта с глубоким размывом перекрыты наннопланктонным мелом с прослоями кремней среднего эоцена (зоны Orbulinoides beckmanni и Truncorotaloides rohri). Они сменяются бельми и желтоватыми нанно-илами и мелом верхнего эоцена и олигоцена (прослеживается вся последовательность фораминиферовых зон). Мощность палеогена 90 м.

Значительным количеством скважин разбурена восточная экваториальная полоса Тихого океана - от островов Лайн и Гавайских на западе до побережья Центральной Америки на востоке.

На абиссальных равнинах к юго-западу от Гавайских островов и восточнее островов Лайн (скв. 68, 114, 163) палеоген состоит из бурых цеолитовых глин и радиоляриевых илов; для эоценовой части разреза обычны кремни. Переход от верхнего мела к палеогену в скв. 163, очевидно, непрерывный; в скв. 164 нижний эоцен (зона Buryella clinata) располагается на кампане. Наиболее полон разрез палеогена в скв. 163, где выше пачки немых глин мощностью около 50 м (палеоцен-нижний эоцен ?) следуют отложения среднего и верхнего эоцена и олигоцена (мощностью 100 м) со всей серией радиоляриевых зон: Theocampe mongolfieri, Thyrsocyrtis triacantha, Podocyrtis ampla, Podocyrtis mitra, Podocyrtis chalara, Podocyrtis goetheana, Thyrsocyrtis bromia, Theocyrtis tuberosa, Theocyrtis annosa, Dorcadospyris papilio.

Несколько более мелководны палеогеновые отложения на равнине к юго-востоку от островов Лайн (скв, 69, 165, 315). Кайнозой отделен от более древних отложений перерывом - в скв. 316 средний маастрихт перекрыт датским ярусом, в скв. 315 - верхним палеоценом (зона Heliolithus riedeli), а в скв. 165 маастрихтский ярус сменяется нижним эоценом (зона Buryella clina-

ta). Палеоген сложен наннопланктонным и нанно-радиоляриевым мелом с подчиненным количеством планктонных фораминифер; в палеоцене и эоцене обычны прослои кремней. Олигоцену в скв. 315 свойственны нанно-фораминиферовые илы с радиоляриями. Мощность колеблется от 322 м (в скв. 315) до 180 м (в скв. 69). Детальное расчленение подобных отложений осуществляется с помощью наннопланктона и радиолярий, однако некоторые интервалы разреза хорошо подразделяются на зоны и по планктонным фораминиферам: палеоцен – нижний эоцен в скв. 316 (зоны Globorotalia pseudomenardii, Globorotalia velascoensis, Globorotalia subbotinae), олигоцен в скв. 69, 165, 315 (зоны Globigerina tapuriensis, Globigerina sellii, Globigerina ampliapertura, Globorotalia opima, Globigerina ciperoensis).

Восточнее и юго-восточнее Гавайских островов (до абиссальной равнины к югу от зоны разлома Клиппертон) палеоген различными своими горизонтами переходит на базальты океанического фундамента – верхней частью нижнего эоцена (зона Globorotalia palmerae), скв. 162; средней частью среднего эоцена (зона Podocyrtis mitra), скв. 161; верхней частью верхнего эоцена (местная зона Globorotalia insolita), скв. 77; нижним олигоценом (зона Globigerina tapuriensis), скв. 78; средней частью олигоцена (зона Globigerina ampliapertura), скв. 160; верхним олигоценом (зона Globigerina ciperoensis), скв. 159. Возраст базальных слоев палеогена постепенно становится все более молодым в юго-восточном направлении, т.е. к Восточно-Тихоокеанскому хребту, а стратиграфический объем палеогеновых отложений в этом же направлении сокращается.

Глубоководные осадки палеогена в рассматриваемом районе представлены наннопланктонными и радиоляриевыми илами, наннопланктонным мелом, радиоляриевыми и цеолитовыми глинами (скв. 40, 41, 42, 161, 162). Мощности палеогена меняются в широких пределах – от 113 м (скв. 42) до 225 м (скв. 161), иногда уменьшаясь до 30 м (скв. 41). Планктонные фораминиферы в той или иной степени затронуты избирательным растворением и зоны по этой группе фауны устанавливаются лишь в некоторых разрезах. Прекрасные последовательности наннопланктонных и радиоляриевых зон среднего и верхнего эоцена и олигоцена свойственны скв. 162, 161 и свидетельствуют о непрерывности разрезов.

Менее глубоководные осадки олигоцена состоят из различных органогенных илов – наннопланктонных, нанно-радиоляриевых, нанно-фораминиферово-радиоляриевых (скв. 70, 71, 72, 73, 77, 78, 159, 160). В эоценовой части разреза илы замещаются мелом и окремненными известняками. Мощности органогенных осадков в этой экваториальной области Тихого океана с высокой биологической продуктивностью планктона достигают значительных величин: от 125 в скв. 73 до 210 м в скв. 71, причем разрезы начинаются либо самой верхней частью среднего эоцена, либо верхним эоценом. Обычная последовательность фораминиферовых, радиоляриевых и наннопланктонных зон указывает на непрерывность разрезов (скв. 70, 71, 73, 77). Менее значительны мощности палеогена в скв. 159 (24 м) и скв. 160 (66 м), но в первом случае разрез охватывает лишь отложения позднего олигоцена (зона Globigerina ciperoensis), а во втором – верхнюю половину олигоцена (зоны Globigerina ampliapertura, Globorotalia opima, Globigerina ciperoensis).

В северо-восточном секторе Тихого океана скважины приурочены к акватории, прилегающей к побережью Калифорнии, Орегона и Вашингтона.

На абиссальной равнине между зонами разломов Мендосино и Мёррей палеоген представлен глубоководными осадками (скв. 37, 38, 39, 172). Палеоген залегает на базальтах океанического фундамента, начинаясь нижней частью нижнего эоцена (зона Globorotalia subbotinae), скв. 39; верхней частью нижнего эоцена (зона Globorotalia palmerae), скв. 39; нижним олигоценом (зона Ericsonia subdisticha), скв. 172. Слабо известковистые глины с прослоями наннопланктонных илов (нижний–средний эоцен) вверх по разрезу быстро замещаются цеолитовыми глинами и алевритами. Мощности палеогена не превышают двух-трех десятков метров.

у Калифорнийского побережья часть скважин, очевидно, пробурена на коре океанического типа. Палеоген залегает на базальтах, начинаясь нижним олигоценом (скв. 32) или средней частью олигоцена (зона Globigerina ampliapertura, скв. 34). К олигоцену относятся глины и алевриты с обильными кремневыми микроорганизмами (радиолярии, диатомовые, силикофлягелляты). Определение мощности затруднительно из-за нечеткой границы с миоценом, в скв. 34 мощность олигоцена не превышает 50 м.

Скважина 173 (против мыса Мендосино) заложена в нижней части континентального склона на коре, вероятно, континентального типа. Строение фундамента необычно: осадочный чехол подстилается андезитами; ниже, предположительно, располагаются породы францисканской формации. Верхний олигоцен (зоны Globigerina ciperoensis и Globorotalia kugleri s. str.) сложен наннопланктонными илами; мощность около 10 м.

Севернее, у побережья Орегона и Вашингтона, скважины не вышли за пределы неогена.

Значительно хуже изучено геологическое строение и стратиграфия кайнозоя акватории Тихого океана к югу от экватора. Скважины располагаются как бы двумя полосами: в тропической области от Перуанско-Чилийского желоба на востоке и Новой Каледонии на западе; в антарктической и умеренной области от моря Беллинсгаузена на востоке до моря Росса, плато Кемпбелл и Южно-Тасманового поднятия на западе.

На плите Наска (между Перуанско-Чилийским желобом и Восточно-Тихоокеанским поднятием) в строении кайнозоя принимают участие две литологические толщи (скв. 319, 329, 321). Нижняя сложена наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми илами, верхняя - радиоляриево-диатомовыми глинами и бурыми цеолитовыми глинами. Палеоген полностью входит в состав нижней толщи.

На востоке у Перуанско-Чилийского желоба выше базальтов располагается верхний эоцен (зона Globorotalia cocoaensis, скв. 321). Карбонатная толща соответствует верхнему эоцену - верхнему олигоцену, причем в олигоцене выделяются все фораминиферовые зоны. Несколько западнее (скв. 320) базальты перекрыты олигоценом (зоны Globorotalia opima и Globigerina ciperoensis); карбонатная толща охватывает не только олигоцен, но и часть миоцена. Мощность непрерывных отложений верхнего эоцена-олигоцена в скв. 321 составляет 66 м, олигоцена в скв. 320 - порядка 15 м.

Севернее Маркизских островов на базальтах залегает либо средний-верхний эоцен (скв. 74), либо олигоцен (зона Globigerina ampliapertura, скв. 75). В скв. 74 пласт наннопланктонного мела с вулканогенным материалом, относящийся к среднему-верхнему эоцену, имеет мощность всего лишь 2 м. Выше, очевидно, с размывом располагаются нанно-фораминиферовые илы олигоцена (зоны Globigerina tapuriensis - Globigerina sellii, Globigerina ampliapertura, Globorotalia opima, Globigerina ciperoensis); мощность 60 м. В скв. 75 нанно-фораминиферовые илы олигоцена имеют мощность 48 м.

Севернее архипелага Туамоту контакт осадочного чехла с базальтами не вскрыт (скв. 318). Палеоген начинается отложениями нижнего и среднего эоцена - толща зеленовато-серых глинистых известняков с прослоями алевритов и песчаников. Последние состоят из вулканических обломков и органического детрита мелководного происхождения (обломки моллюсков, мшанок, водорослей, крупные фораминиферы). Верхний эоцен представлен нанно- и нанно-фораминиферовыми известняками с кремневыми конкрециями и прослоями вулканогенно-известняковых песчаников и алевролитов. В олигоцене доминируют нанно-фораминиферовые илы и мел, хотя и в них встречаются прослои алевролитов и песчаников. Возникновение обломочных пород обусловлено турбидными потоками, перемещавшими продукты разрушения рифового комплекса и вулканические обломки в глубоководную область океана. Мощность палеогена 445 м. Зональные шкалы по наннопланктону и планктонным фораминиферам фиксируют два крупных перерыва, с которыми связано отсутствие верхней части среднего эоцена (зоны Orbulinoides beckmanni и Truncorotaloides rohri) и самой верхней

части верхнего эоцена – нижней половины олигоцена (зоны Globorotalia cunialensis, Globigerina tapuriensis, Globigerina sellii, Globigerina ampliapertura).

На плато Манихики (скв. 317) нижний эоцен (зона Discoaster binodosus) отделен от маастрихта интервалом в 130 м, пройденным без отбора керна. Вероятно, этот интервал соответствует палеоцену. Эоцен и нижний олигоцен сложены светло-серыми и желтоватыми нанно- и нанно-фораминиферовыми илами и мелом с прослоями красноватых, бурых и черных кремней, особенно многочисленными в нижнем и среднем эоцене. Выше располагаются нанно-фораминиферовые илы олигоцена. Мощность палеогена может достигать 354 м (включая интервал в 130 м без отбора керна). На границе среднего и верхнего эоцена отмечается перерыв с выпадением зон Orbulinoides beckmanni и Truncorotaloides rohri. С подошвы верхнего эоцена (зона Globigerapsis semiinvoluta) разрез непрерывен, что подтверждается полной серией фораминиферовых и наннопланктонных зон верхнего эоцена и олигоцена.

В глубоководной области океана восточнее желоба Тонга к кайнозою относится толща алевритовых глин, насыщенных вулканическим пеплом и включающих прослои пеплов; мощность 100 м (скв. 204). Скудные радиолярии, наннопланктон и бентосные фораминиферы позволяют относить базальные слои к олигоцену. Рассматриваемые отложения резко несогласно располагаются на туфогенных песчаниках и конгломератах, лишенных органических остатков. Возраст этой толщи условно считается меловым, но может быть и палеогеновым.

В Южно-Фиджийской впадине палеоген подстилается экструзивными пиллоу-лавами (скв. 205). Осадки этого возраста представлены наннопланктонным мелом и известняками с вулканическим стеклом и относятся к верхней части олигоцена (зоны Sphenolithus distentus и Sphenolithus ciperoensis); мощность 65 м.

Об интенсивной вулканической деятельности в палеогене свидетельствуют отложения, пройденные в скв. 286 (она находится между глубоководными желобами Северных Гебрид и Южных Гебрид, у подножия острова Малекула). Океанический фундамент образован здесь базальтовыми лавами, интрудированными силлом габбро. На этом комплексе залегает мощная толща (около 450 м) вулканогенных песчаников, алевролитов и конгломератов с тонкими прослоями нанно-илов (средний и верхний эоцен). Самая верхняя часть верхнего эоцена и олигоцена представлена наннопланктонным мелом и илами с низким содержанием вулканического пепла; мощность 110 м.

В крайней юго-восточной части Тихого океана бурение проводилось в море Беллинсгаузена. Скважины 322 и 323 находятся в пределах абиссальной равнины, скв. 325 расположена в нижней части континентального склона Антарктиды.

Разрезы палеогеновых отложений в скв. 322 и 323 несколько различны. В скв. 323 на породах маастрихта располагаются известковистые аргиллиты с планктонными фораминиферами и наннопланктоном датского яруса – *Globoconusa daubjergensis* (Bronn.), *Globigerina edita* Subb., *G. triloculinoides* Plumm., *G. fringa* Subb., *Chiloguembelina crinita* (Glaessn.), *Ch. morsei* (Kline), *Ch. gradata* (Khalil.), *Cruciplacolithus tenuis*, *Marcalius astroporus*, *Coccolithus danicus*, *Ericsonia subpertusa*. Обычны также бентосные агглютинированные и известковые фораминиферы, включая *Rzehakina epigona epigona* (Rzehak), *R. epigona inclusa* (Grzyb.), *Saccammina complanata* (Franke), *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Bolivinopsis spectabilis* (Grzyb.), *Dorothia oxycona* (Reuss), *Glomospira charoides* (Jones et Park.), *Kalamopsis grzybowskii* (Dylaz.), *Nodellum velascoensis* (Cushm.), *Aragonia ouezzanensis* (Rey), *Charltonina florialis* (White), *Gyroidina octocamerata* Cushm. et Hanna, *Loxostomoides alabamensis* (Cushm.), *Nonion planatum* Cushm. et Thomas и др.

Выше следует перерыв, с которым связано, очевидно, отсутствие большей части палеогена. Стратификация пачки серых аргиллитов мощностью около 140 м, слагающих разрез выше перерыва, затруднительна – планктонные микроорганизмы отсутствуют, а скудные бентосные фораминиферы определяют возраст отложений в рамках олигоцена – нижнего миоцена.

В скв. 322 базальты перекрываются значительно более молодыми осадками – некарбонатными глинами и алевролитами олигоцена–нижнего миоцена.

Точно так же на континентальном склоне Антарктиды (скв. 325) самые древние из вскрытых отложения принадлежат к позднему олигоцену – раннему миоцену (глины, песчаники, алевролиты).

В море Росса соотношение с континентальным фундаментом установлено в скв. 270. Здесь на гнейсах и мраморах нижнего палеозоя (?) располагается осадочная брекчия, состоящая из обломков изверженных и метаморфических пород (мощность 30 м). Выше залегают глауконитовые пески и известковистые песчаники олигоцена с *Chiloguembelina cubensis* (Palm.); мощность 3 м. Они сменяются толщей глин и алевролитов с песчаным и гравийным материалом ледового разноса; мощность 365 м. Возраст отложений определяется в пределах олигоцена – нижнего миоцена.

Иной характер носят осадки палеогена, вскрытые скважиной 274. Эта скважина находится в открытом океане, у самого подножия континентального склона, в 250 км от побережья Антарктиды (мыс Адар). Выше базальтов здесь располагаются алевритовые глины с бедным наннопланктоном верхнего эоцена–нижнего олигоцена. Выше залегают диатомовые алевриты и глины с отдельными прослоями глинистых диатомовых илов. Нижняя часть этой толщи относится к олигоцену (зона Pyxilla prolongata по диатомовым, зона Dictyocha deflandrei по силикофлягеллятам). Мощность палеогена 240 м.

В морях, омывающих с юга Новую Зеландию и Тасманию, стратиграфия кайнозойских отложений изучена на плато Кемпбелл, хребте Мак-Квори и Южно-Тасмановом поднятии. Все они находятся к северу от срединно-океанического хребта.

На востоке плато Кемпбелл палеогеновые осадки эродированы сильным донным течением (скв. 275). В скв. 276 к олигоцену относится маломощная пачка окремненных глин с переотложенной эоценовой микрофауной и флорой.

Прекрасный разрез палеогеновых отложений вскрыт скв. 277 во впадине Катедрал у западного склона плато Кемпбелл. Верхний палеоцен, нижний и средний эоцен сложены наннопланктонным мелом с прослоями кремней, мощность 230 м. Они сменяются наннопланктонными илами верхнего эоцена – олигоцена мощностью 233 м. Планктонные фораминиферы и наннопланктон хотя и обильны, но отличаются обедненностью видового состава. Поэтому для расчленения палеогена используются местные (новозеландские) зональные шкалы по планктонным фораминиферам и наннопланктону. По фораминиферам в скв. 277 выделяются зоны: Globigerina triloculinoides (палеоцен), Pseudohastigerina wilcoxensis, Globorotalia crater, Pseudogloboquadrina primitiva, Globigerapsis index, Globorotalia inconspiqua (эоцен), Globigerina brevis, Globigerina angiporoides, Globigerina euapertura (олигоцен).

На юге хребта Мак-Квори (впадина Эмералд) базальты фундамента сменяются окремненным наннопланктонным мелом олигоценового возраста (зона Globigerina angiporoides, скв. 278).

К югу от Южно-Тасманова поднятия (скв. 280) палеоген начинается глауконитовыми глинистыми алевролитами с прослоями кремней и сапропелевых глин. По наннопланктону возраст осадков датируется нижним–средним эоценом. Базальные слои прорываются силлом базальтов. К верхнему эоцену – нижнему олигоцену принадлежат глины и алевриты с диатомовыми, радиоляриями, наннопланктоном и фораминиферами. Бо́льшая часть олигоцена отсутствует. Мощность палеогена не менее 482 м.

В пределах Южно-Тасманового поднятия контакт осадочного чехла с фундаментом не вскрыт (скв. 281). Однако базальная пачка глауконитовых песчаников и алевролитов верхнего эоцена (зона Globigerina linaperta) содержит крупные обломки слюдистых сланцев, указывая, очевидно, на континентальную природу этого поднятия. Почти весь олигоцен уничтожен размывом – от него сохранилось около 10 м глауконитовых песчаников с наннопланктоном зоны Blackites rectus. Мощность палеогена 49 м.

Западнее Южно-Тасманова поднятия (скв. 282) осадки кайнозоя согласно подстилаются базальтами. Верхний эоцен (зона Globigerina linaperta) сложен

наннопланктонными глинами и алевритами с высоким содержанием органического вещества. Наннопланктонные илы и глины олигоцена обнаруживают почти всю последовательность фораминиферовых (зоны Globigerina brevis, Globigerina angiporoides, Globigerina euapertura, Globigerina woodi woodi) и наннопланктонных (зоны Blackites rectus, Reticulofenestra placomorpha, Reticulofenestra bisecta) зон новозеландской шкалы. Лишь в верхней части олигоцена имеется перерыв с выпадением отложений зоны Globoquadrina dehiscens. Мощность палеогена около 270 м.

Бурение в краевых морях (Тасмановом, Коралловом, Филиппинском и Японском) выяснило многие особенности строения их осадочного чехла и, в частности, возраст фундамента.

В центральной глубоководной области Тасманова моря (скв. 283) сильно измененные базальты сменяются глинами и алевритовыми глинами с бедным наннопланктоном и разнообразными агглютинированными фораминиферами палеоцена: *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Rhizammina algaeformis* (Brady), *Bathysiphon cylindrica* (Glaessn.), *Saccammina placenta* (Grzyb.), *S. sphaerica* (Sars), *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Glomospira charoides* (Jon. et Park.), *G. gordialis* (Jon. et Park.), *G. serpens* (Grzyb.), *Kalamopsis grzybowskii* (Dylaz.), *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Haplophragmoides kirki* (Wickend.), *Recurvoides deflexiformis* (Noth), *Trochamminoides proteus* (Karrer), *Ammomarginulina stephensoni* (Cushm.). Выше залегают алевритовые глины среднего эоцена и нанно-диатомовые илы верхнего эоцена (зона Chiasmolithus oamaruensis). Мощность палеоцена и эоцена 692 м. Олигоцен отсутствует.

Прекрасно развит палеоген в более северных районах Тасманова моря на поднятии Лорд-Хау (скв. 207, 208). Мелоподобные известняки палеоцена и эоцена со стяжениями кремней и прослоями радиоляриево-диатомовых илов согласно залегают на маастрихте. Хорошо выделяются зоны Globorotalia trinidadensis (датский ярус), Acarinina uncinata, Globorotalia angulata, Globorotalia pseudomenardii (палеоцен) в скв. 208, зона Globorotalia formosa (нижний эоцен) в скв. 207. Олигоцен представлен нанно-фораминиферовыми илами. Мощность палеогена, однако, сравнительно невелика (142 м в скв. 208, 160 м в скв. 207) из-за ряда перерывов.

Сходную литологическую и микропалеонтологическую характеристику имеет палеоген смежной впадины Новой Каледонии (скв. 206), где он начинается верхним палеоценом (зона Globorotalia pseudomenardii) с переотложенными планктонными фораминиферами датского яруса и зоны Globorotalia angulata (нижний палеоцен). Мощность 234 м. Более древние слои осадочного чехла здесь не вскрыты.

В Коралловом море палеоген начинается нижним или средним эоценом (скв. 209, 210, 287), причем в скв. 287 нижний эоцен (зона Globorotalia aragonensis) подстилается базальтами. Во впадине Кораллового моря эоцен сложен наннопланктонным мелом с кремнями и глинистыми прослоями (скв. 210, 287); на плато Квинсленд (скв. 209) он более мелководен, карбонатные осадки обогащены глауконитом, песчано-алевритовым материалом и вулканическим пеплом. Глубоководные отложения олигоцена представлены известковистыми глинами и глинистыми наннопланктонными илами (скв. 210, 287); на плато Квинсленд (скв. 209) к олигоцену относятся белые нанно-фораминиферовые илы, с размывом перекрывающие верхний эоцен. Мощность осадков в этих неполных разрезах палеогена: 206 м в скв. 210 и 234 м в скв. 209.

В Филиппинском море бурением были охвачены как его восточная, так и западная глубоководные впадины.

В Восточно-Филиппинской впадине (скв. 53) выше базальтов располагается мощная вулканогенно-осадочная толща. Базальные ее слои содержат скудный наннопланктон, датирующий возраст осадков в очень широких пределах (олигоцен – нижний миоцен).

В Западно-Филиппинской впадине разрез кайнозоя более полный. У западного склона хребта Палау-Кюсю в основании палеогена находятся вулканогенные брекчии и алевролиты верхнего эоцена и олигоцена. Они сменяются нанноплан-

ктонными илами верхнего олигоцена (зона Sphenolithus ciperoensis) с пеплом и радиоляриями. Мощность 156 м (скв. 290). На западном склоне хребта Оки-Дайте базальты перекрыты пластом известковистых глин с фораминиферами нижнего палеоцена (зона Globorotalia angulata). Выше располагается толща (мощность около 160 м) бурых и цеолитовых глин, не поддающихся расчленению (скв. 294, 295). Очевидно, часть этих глин относится к палеогену.

В западной части впадины базальты подстилают верхний эоцен (скв. 291, 292). Глубоководные осадки эоцена и олигоцена представлены глинистыми наннопланктонными и нанно-радиоляриевыми илами (скв. 291). Расчленение отложений осуществляется с помощью наннопланктона (зоны Discoaster barbadiensis, Sphenolithus predistentus, Sphenolithus distentus) или радиолярий (зоны Thyrsocyrtis bromia и Theocyrtis tuberosa). Относительно мелководные фации кайнозоя характеризуются монотонными нанно- и нанно-фораминиферовыми илами и мелом, причем в скв. 292 прослеживается почти полная серия фораминиферовых зон, начиная с зоны Globigerapsis semiinvoluta (верхний эоцен) и кончая зоной Globigerina ciperoensis (поздний олигоцен). В этой скважине также четко выделяются радиоляриевые и наннопланктонные зоны верхнего эоцена и олигоцена. Мощность карбонатных осадков палеогена достигает 209 м (скв. 292), а мощность глубоководных глинистых отложений понижается до 57 м (скв. 291). Правда, в последнем случае палеоген отделен от неогена интервалом без отбора керна.

В крайней северной части Филиппинского моря на хребте Палау-Кюсю скв. 296 вскрыла мощную толщу туфов и вулканогенно-обломочных пород верхнего олигоцена (зоны Globorotalia opima и Globigerina ciperoensis по фораминиферам, зоны Sphenolithus distentus и Sphenolithus ciperoensis по наннопланктону). Выше располагаются глинистые наннопланктонные илы и мел с пепловым материалом, относящиеся к самой поздней части олигоцена (зоны Globigerina ciperoensis и Globorotalia kugleri s. str. по фораминиферам, зона Sphenolithus ciperoensis и подзона Cyclicargolithus abisectus по наннопланктону, зоны Dorcadospyris ateuchus и Lychnocanoma elongata по радиоляриям). Мощность олигоцена 758 м.

Приведенный материал свидетельствует о большом фациальном разнообразии палеогеновых отложений Тихого океана.

На абиссальных равнинах (Восточно-Марианской, Центрально-Тихоокеанской, на северо-востоке океана, восточнее островов Лайн, юго-восточнее Гавайских островов) развиты бурые цеолитовые глины, радиоляриево-наннопланктонные илы, диатомовые илы с прослоями кремней.

На несколько меньших глубинах абиссальных равнин (Каролинской, восточнее островов Лайн, юго-восточнее Гавайских островов) распространены наннопланктонные известняки и мел, наннопланктонные глины, нанно-радиоляриевые илы. Планктонные фораминиферы в этих отложениях обычно уничтожены избирательным растворением.

Поднятиям (Шатского, Хесса, Каролинскому, Манихики, Онтонг-Джава, Магеллана, Хорайзон, Центрально-Тихоокеанские горы) свойственны нанно-фораминиферовые илы и мел (с прослоями кремней в палеоцене и эоцене).

На некоторых мелководных поднятиях (гайоты Ита-Маи-Таи, Коко и др.) отлагались оолитовые известняки, фораминиферовые пески и органогенно-обломочные известняки.

Для района желоба Тонга, Новых Гебрид, Филиппинского моря характерны вулканогенно-осадочные образования (различные вулканогенные глины, алевролиты, песчаники и брекчии).

На севере и юге Тихого океана (абиссальная равнина Аляски, Императорские горы, моря Беллинсгаузена и Росса, плато Кемпбелл, Южно-Тасманово поднятие) палеоген представлен глинами, алевролитами и тонкозернистыми песками с прослоями наннопланктонных и диатомовых глин и нанно-диатомово-радиоляриевых илов. Сходные терригенные осадки развиты у побережья Калифорнии, но существенный элемент их составляет известковый планктон (форами-

ниферы, наннопланктон). У побережья Антарктиды в отложениях этого типа появляется обломочный материал ледового разноса.

У островов Туамоту, на Каролинской абиссальной равнине, встречаются карбонатные и карбонатно-терригенные турбидиты, однако роль их в палеогене невелика.

Неогеновые и четвертичные отложения

Неогеновые и четвертичные отложения развиты в пределах всей акватории Тихого океана и краевых морей (Японского, Филиппинского, Кораллового, Тасманового). Они находятся в различных соотношениях с палеогеновыми и мезозойскими отложениями в области распространения последних, а в полосе Восточно-Тихоокеанского срединного хребта различными своими подразделениями переходят на базальты океанического фундамента: нижним миоценом (скв. 79, 80, 81, 178, 279, 319), средним миоценом (скв. 36, 83, 155, 158), верхним миоценом (скв. 82, 84, 157, 191). В Филиппинском море на базальтах иногда залегает нижний миоцен (скв. 293) или средний миоцен (скв. 54); на соседнем Каролинском поднятии базальты перекрыты нижним миоценом (скв. 58).

Миоцен связан с олигоценом непрерывным переходом в скв. 32, 34, 53, 56, 57, 62, 63, 65, 66, 69, 70, 71, 74, 75, 77, 78, 159, 160, 161, 164, 165, 166, 167, 173, 192, 206, 208, 209, 210, 278, 288, 289, 292, 296, 315, 317, 318, 320.

Неоген-четвертичные отложения несогласно перекрывают олигоцен в скв. 42, 45, 64, 205, 270, 276, 277, 280, 281, 282, 291, 305, 310, 311, 321; эоцен в скв. 38, 39, 40, 41, 46, 47, 67, 68, 200, 202, 207, 283, 308; верхний мел в скв. 48, 51, 61, 195, 196, 275, 303, 304, 307; нижний мел в скв. 49, 50, 306.

В целом ряде скважин соотношение неогена с подстилающими осадками неясно из-за редкого отбора керна или слабой микропалеонтологической характеристики отложений (скв. 40, 42, 44, 59, 72, 73, 162, 163, 168, 169, 170, 171, 172, 183, 199, 204, 269, 274, 286, 287, 290, 313, 314, 316, 323, 325).

На севере Императорских гор (скв. 192) известковистые глины и алевролиты олигоцена согласно сменяются миоценом. Неоген-четвертичные отложения мощностью до 900 м представлены аргиллитами, диатомовыми глинами и диатомитами. Нижний миоцен характеризуется бедными планктонными фораминиферами – *Globorotalia suteri* Bolli, *Globigerinita dissimilis* (Cushm. et Berm.), *G. unicava* (Bolli, Loebl. et Tapp.) и столь же скудным наннопланктоном нижней части зоны Sphenolithus heteromorphus. Верхняя часть этой наннопланктонной зоны, где среди фораминифер появляются *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globorotalia scitula* (Brady), принадлежит уже среднему миоцену. Наличие верхнего миоцена доказывается наннопланктоном зон Discoaster quinqueramus и Ceratolithus tricomiculatus. В плиоцене наннопланктон очень беден, подчас отсутствует совсем; видовое его разнообразие увеличивается в четвертичных отложениях (зона Pseudoemiliania lacunosa). По диатомовым прослеживается вся серия зон: от среднемиоценовой зоны Denticula lauta до позднечетвертичной зоны Denticula seminae. Осадки диатомовой зоны Denticula kamtschatica соответствуют наннопланктонной зоне Ceratolithus tricomiculatus, занимающей промежуточное положение между миоценом и плиоценом (в настоящей статье осадки этого возраста венчают верхний миоцен). В отложениях средней части плиоцена появляются вулканический пепел и обломки ледникового разноса.

В Курильской впадине (скв. 191) выше толеитовых базальтов залегают глины, алевролиты и диатомовые глины верхнего миоцена – плиоцена. Верхний плиоцен и плейстоцен сложены диатомовыми илами, диатомовыми глинами и глинами с прослоями песков и алевролитов; количество прослоев песков особенно возрастает в плейстоцене, где осадки приобретают характер турбидитов. Общая мощность 900 м.

В южной части Берингова моря (скв. 184, 185, 188, 189, 190) самые древние вскрытые скважинами отложения относятся к верхнему миоцену: аргиллиты и алевролиты со скудными органическими остатками. Выше следует толща диатомовых илов, диатомовых глин и песчанистых глин с прослоями вулканических пеплов в верхней части. На основании богатых ассоциаций силикофлягеллят и диатомей выделяются все зоны верхнего миоцена - плейстоцена. Мощности осадков этого возраста достаточно велики - до 973 м (скв. 184 на плато Умнак).

Аналогичные диатомовые илы, глины и алевролиты с обильными диатомеями и силикофлягеллятами установлены на склоне Алеутского желоба (скв. 186, 187). Они относятся к среднему миоцену - плейстоцену. В скв. 186 (впадина Атка) мощность осадков достигает 926 м. Плейстоцену свойственны прослои вулканического пепла и пемзы.

На Алеутской абиссальной равнине (скв. 183) неоген-четвертичные отложения мощностью 239 м представлены пелагическими глинами и диатомовыми илами. По диатомовым и силикофлягеллятам здесь выделяются все зоны среднего и верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена.

На абиссальной равнине Аляски (скв. 178, 179) на базальтах располагается пачка (27 м) немых глин. Они сменяются глинами и мелом с бедным комплексом планктонных фораминифер и наннопланктона нижнего миоцена (8 м). Выше с размывом залегает мощная (742 м) толща турбидитов, состоящих из переслаивания глин, диатомовых глин, песков и алевритов (плиоцен-плейстоцен). Начиная с верхнего плиоцена (зона Globorotalia tosaensis), осадки имеют гляциально-морской характер. Обломков ледового разноса особенно много в четвертичных отложениях (зона Globorotalia truncatulinoides). В Алеутском желобе (скв. 180, 181, 182) вскрыты только четвертичные отложения - диатомовые глины и песчано-глинистые турбидиты мощностью до 470 м. По литологическим и флористическим особенностям различается несколько ледниковых и межледниковых периодов.

В пределах поднятия Шатского неоген и плейстоцен представлены нанно- и нанно-фораминиферовыми илами с радиоляриями и залегают с размывом. В скв. 305 разрез начинается маломощной пачкой нижнего-среднего миоцена, а в скв. 47 и 48 - зоной Globorotalia plesiotumida верхнего миоцена. Мощность карбонатных илов верхнего миоцена - плейстоцена достигает 59 м.

На абиссальных равнинах к северу, западу, югу и юго-востоку от поднятия Шатского неогеновые отложения имеют иной облик. Севернее поднятия (скв. 303, 304) палеоген, нижний и средний миоцен отсутствуют и на различных горизонтах верхнего мела залегает непосредственно верхний миоцен (зона Ommatartus antepenultimus). Осадки позднего миоцена, плиоцена и плейстоцена представлены глубоководными радиоляриево-диатомовыми илами, диатомовыми и радиоляриевыми глинами, бурыми немыми глинами; мощность до 235 м. У северного подножия поднятия Шатского бурые радиоляриевые глины верхнего миоцена-плейстоцена также несогласно перекрывают верхний мел (скв. 51). В смежных районах этот перерыв еще больше и цеолитовые глины плейстоцена залегают на породах нижнего мела (скв. 49, 50).

Точно так же на абиссальных равнинах между поднятием Шатского и глубоководными желобами Идзу-Бонин и Японским отложения палеогена, нижнего и среднего миоцена не установлены. Верхний мел перекрывается абиссальными красными и бурыми глинами с рядиоляриями и диатомовыми верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена (скв. 52, 194, 195, 196). Мощности колеблются в пределах 100-225 м.

Юго-восточнее возвышенности Шатского выше пород верхнего мела несогласно располагается маломощная пачка (33 м) бурых цеолитовых глин с рыбными остатками и корродированными радиоляриями (скв. 307). Фаунистически здесь доказан только плейстоцен; вероятно, значительная часть кайнозоя из разреза выпадает.

Восточнее, на абиссальной равнине у острова Мидуэй, в скв. 311 к неоген-четвертичным отложениям принадлежит пачка бурых цеолитовых глин мощностью до 20 м; в скв. 45 и 46 неоген отсутствует.

На гайоте Коко (скв. 308, 309) нижний эоцен несогласно покрывается неконсолидированными четвертичными известковыми песками.

На поднятии Хесса (скв. 310) неоген-четвертичные наннопланктонные илы (мощность 80 м) отделены от палеогена перерывом. Неоген начинается осадками среднего миоцена, который представлен своей средней частью (в пределах зоны Globorotalia peripheroacuta – зоны Globorotalia fohsi lobata). Лишь начиная с верхнего миоцена, разрез непрерывен и по планктонными фораминиферам, наннопланктону и радиоляриям выделяется вся последовательность зон.

Как и в палеогене, разнообразные фации неогена и плейстоцена установлены при бурении в западной экваториальной части Тихого океана (между Каролинскими и Маршалловыми островами).

Неоген и плейстоцен Каролинского поднятия сложены белыми и желтоватыми нанно-фораминиферовыми илами. Отдельные пачки обогащены радиоляриями и осадки переходят в нанно-фораминиферово-радиоляриевые илы (скв. 55, 56, 57, 58). Выше верхнего олигоцена здесь следует очень полный разрез карбонатных илов миоцена, плиоцена и плейстоцена. Наблюдаются лишь местные размывы. Так, в скв. 55 отсутствуют осадки верхней части верхнего миоцена (зоны Globorotalia plesiotumida и Globorotalia tumida), но уже в соседней скважине 56 разрез непрерывен. Мощности варьируют от 113 м в скв. 55 до 234 м в скв. 56.

Севернее, на Восточно-Марианской абиссальной равнине (скв. 59), бурые цеолитовые глины и радиоляриево-диатомовые илы неогена и плейстоцена достигают 110 м мощности. В нижней части разреза имеются тонкие прослои карбонатных глин с фораминиферами нижнего миоцена (зоны Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri, Globigerinita dissimilis); выше осадки становятся совсем некарбонатными. В скв. 61 палеоген выпадает из разреза и на породах верхнего мела располагаются бурые глины и радиоляриевые илы, начинающиеся зоной Calocycletta costata нижнего миоцена; мощность неогена и четвертичных отложений не превышает 80 м.

В непосредственной близости от о. Гуам (на западном склоне Марианского желоба) к неогену относится (скв. 60) толща пирокластических осадков, представляющих чередование пеплов, пемзы, вулканогенных песков, турбидитов и глинистого нанно-ила; мощность 348 м. Самые древние слои имеют возраст, переходный от нижнего к среднему миоцену (зона Sphenolithus heteromorphus).

У восточного края Каролинской абиссальной равнины (скв. 199) неоген сложен чередованием известковистых глин, бурых цеолитовых глин, алевролитов, радиоляриевых илов и туфов с массой переотложенной микрофауны и флоры; мощность 210 м. Эти отложения носят характер турбидитов. Они подразделены на средний и верхний миоцен и плиоцен. Турбидиты отделены от карбонатных пород палеоцена интервалом в 76 м, пройденным без отбора керна.

Карбонатный материал в абиссальные илы и глины привносился турбидными потоками с соседних подводных возвышенностей. Одна из них (гайот Ита-Мае-Тан) разбурена скв. 200, 201 и 202. К неогену и плейстоцену относится толща (114 м) белых фораминиферовых илов; в основании ее находятся осадки зоны Globigerinita stainforthi (переходные слои от аквитанского к бурдигальскому ярусу), а выше фиксируются почти все фораминиферовые зоны (скв. 200). В скв. 202 фораминиферовые илы нижнего плиоцена располагаются на известняках среднего эоцена.

Южнее Каролинских островов на поднятии Эуарипик (скв. 62) наннопланктонный мел верхнего олигоцена (зона Globorotalia kugleri s. str.) согласно сменяется мощной толщей нанно- и нанно-фораминиферового мела и илов (около 570 м). Обильные наннопланктон, фораминиферы и радиолярии обеспечивают детальное зональное расчленение миоцена и плиоцена.

В Восточно-Каролинской впадине (скв. 63) разрез пограничных отложений олигоцена и миоцена также непрерывен. Нижний и средний миоцен представле-

ны наннопланктонным мелом; в верхнем миоцене последний замещается слабо консолидированным нанно-илом, который становится глинистым и постепенно переходит в известковистые пелагические глины плиоцена и плейстоцена. Мощность осадков неогена и плейстоцена достигает 350 м. Последовательность зон по фораминиферам, наннопланктону и радиоляриям свидетельствует о непрерывности биогенного осадконакопления в этой экваториальной области.

Сходными особенностями характеризуется неоген и плейстоцен на поднятии Онтонг-Джава (скв. 64, 288, 289), где нанно-фораминиферовые илы достигают мощности 655 м. Процесс осадконакопления был непрерывен, и в скв. 289 четко прослеживается вся серия зон неогена и плейстоцена по планктонным фораминиферам, радиоляриям и наннопланктону.

В Центрально-Тихоокеанской впадине неоген и плейстоцен представлены радиоляриевыми илами, бурыми и цеолитовыми глинами. Иногда встречаются тонкие прослои наннопланктонных илов (скв. 166). Разрезы неогена непрерывны в скв. 65, 66 и 166, где установлены все радиоляриевые зоны. В других районах Центрально-Тихоокеанской впадины бедность микрофауны препятствует детальному стратиграфическому расчленению. Общая мощность глубоководных осадков неогена и плейстоцена варьирует в пределах 95-125 м, причем непрерывность разреза доказана фаунистически (скв. 65, 66, 166); в других случаях мощность уменьшается до 15-25 м (скв. 168, 169, 170).

На поднятии Магеллана (скв. 167) нанно-фораминиферовые илы неогена и плейстоцена согласно сменяют олигоцен; мощность 260 м. Скорее всего, разрез непрерывен, но относительно редкий отбор керна указывает лишь на присутствие некоторых зон нижнего, среднего и верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена.

Неоген и плейстоцен Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 313) сложены нанно-фораминиферовыми, нанно-радиоляриевыми и цеолитовыми наннопланктонными илами мощностью 73 м. Миоцен отделен от олигоцена интервалом без отбора керна.

Верхний олигоцен поднятия Хорайзон (скв. 171) согласно сменяется пачкой нанно-фораминиферовых илов мощностью 60 м, в которой выделены зоны Globigerinita dissimilis и Praeorbulina glomerosa нижнего миоцена, зона Globorotalia tosaensis плиоцена и плейстоцен.

На абиссальной равнине к юго-западу от Гавайских островов в скв. 164 к неогену и плейстоцену относится пачка (30 м) бурых цеолитовых глин; в скв. 68 четвертичные филлипситовые глины (1 м) располагаются на среднем эоцене; в скв. 163 неоген-четвертичные осадки вообще отсутствуют.

Восточнее островов Лайн к неогену и плейстоцену принадлежат мощные толщи желтоватых, зеленоватых и серых нанно-фораминиферовых и нанно-радиоляриевых илов (в скв. 315 мощность достигает 465 м, в скв. 316 - 380 м). В скв. 69 разрез сокращенный - нижний и средний миоцен представлены наннопланктонными и радиоляриевыми илами мощностью 50 м, а осадки более позднего возраста отсутствуют. В скв. 165 верхний олигоцен покрывается пластом (около 5 м) нанно-фораминиферовых илов плиоцена с переотложенными миоценовыми микроорганизмами.

Неоген-четвертичные отложения абиссальной равнины к юго-востоку от Гавайских островов довольно разнообразны по своему литологическому облику. Глубоководный тип осадков представлен нанно-радиоляриевыми илами, цеолитовыми и радиоляриевыми глинами. В скв. 40 к неогену, очевидно, принадлежит маломощная пачка бурых глин, лишенных органических остатков; в скв. 161 верхний олигоцен согласно покрывается нанно-илами нижнего миоцена (зона Triquetrorhabdulus carinatus) мощностью около 20 м, а более поздние осадки неогена отсутствуют; в скв. 41 верхний эоцен несогласно перекрыт бурыми глинами с радиоляриями верхнего миоцена, мощность их около 10 м; в скв. 42 и 162 неоген отсутствует. К менее глубоководным осадкам относятся нанно-фораминиферово-радиоляриевые илы (скв. 70, 71, 72, 73, 77, 78, 159, 160). Одновременное присутствие в осадках представителей трех групп планктона обеспечивает детальное зональное расчленение неогена и плейстоце-

на. Некоторые разрезы отложений этого возраста практически непрерывны (скв. 70, 71, 72, 73, 77, 159), их мощность достигает 180 м (в скв. 73), 260 м (в скв. 72) и даже 350 м (в скв. 71). В других разрезах фиксируются перерывы: в скв. 78 средний миоцен (зона Globorotalia fohsi fohsi) покрывается пластом (1 м) четвертичных отложений; в скв. 160 наблюдается выпадение осадков среднего и верхнего миоцена и плиоцена. Мощности в этих разрезах сокращаются до 110 м (в скв. 78) и 40 м (в скв. 160).

На западном склоне Восточно-Тихоокеанского хребта на базальтах океанического фундамента залегает неоген. По направлению к срединному хребту возраст базальных слоев изменяется от более древнего к более молодому, а стратиграфический объем неогена соответственно сокращается: нижняя часть нижнего миоцена (зона Globigerinoides primordius - Globorotalia kugleri) в скв. 79 и 80; верхняя часть нижнего миоцена (зона Praeorbulina glomerosa) в скв. 81; верхний миоцен (зона Globorotalia plesiotumida) в скв. 82. Нижний и отчасти средний миоцен сложены нанно-фораминиферово-радиоляриевым мелом; в верхнем миоцене, плиоцене и плейстоцене развиты илы аналогичного микропалеонтологического содержания. В плиоцен-плейстоцене органогенные илы иногда становятся глинистыми (скв. 79). Мощности тропических органогенных осадков неогена весьма значительны: в скв. 79, где разрез неогена и плейстоцена полный, - 413 м; в скв. 81, где почти весь нижний миоцен отсутствует, близкая цифра - 405 м; в скв. 82, вскрывшей осадки верхнего миоцена-плейстоцена, - 220 м.

На восточном склоне Восточно-Тихоокеанского хребта (скв. 83) средний и верхний миоцен, плиоцен и плейстоцен сложены радиоляриево-нанно-фораминиферовыми илами и мелом мощностью 230 м. Базальные слои осадочного чехла, располагающиеся на базальтах, относятся к самой верхней части среднего миоцена (зона Cannartus petterssoni).

Севернее Галапагосской рифтовой зоны на хребтах Койба (скв. 155) и Кокосовом (скв. 158) к неогену и плейстоцену принадлежат толщи нанно-фораминиферовых илов и мела большой мощности - 521 м в скв. 155 и 323 м в скв. 158. Разрезы стратиграфически непрерывны. В скв. 155 на базальтах залегают осадки зоны Globorotalia peripheroacuta среднего миоцена, а в скв. 158 - осадки зоны Globorotalia fohsi lobata среднего миоцена. Несколько более глубоководны радиоляриево-фораминиферовые илы верхнего миоцена - плейстоцена, вскрытые скв. 84, где мощность достигает 250 м. Плиоцен и особенно плейстоцен отличаются высоким содержанием вулканического пепла. Скважина 84 расположена несколько ближе к Галапагосской рифтовой зоне, нежели скв. 155 и 158, и базальты перекрыты здесь верхним миоценом (зона Globorotalia plesiotumida).

Южнее Галапагосской рифтовой зоны на хребте Карнеги (скв. 157) базальты фундамента сменяются нанно-фораминиферовым мелом и мелоподобными известняками верхнего миоцена (зоны Globorotalia plesiotumida и Globorotalia tumida). Плиоцен и плейстоцен сложены нанно-фораминиферовыми илами с обильными радиоляриями и диатомовыми. Мощность отложений верхнего миоцена-плейстоцена достаточно велика - 432 м.

Весьма различно строение неогеновых и четвертичных отложений на северо-востоке Тихого океана - между Гавайскими островами и побережьем Вашингтона, Орегона и Калифорнии.

На абиссальной равнине между зонами разломов Мендосино и Мёррей к неогену и плейстоцену относятся маломощные (10-30 м) цеолитовые глины и алевриты. Они содержат скудную микрофауну и флору и почти не поддаются расчленению. Судя по незначительной мощности, можно допускать выпадение из разреза каких-то подразделений неогена (скв. 37, 38, 39, 172).

У Калифорнийского побережья на коре океанического типа миоцен согласно подстилается олигоценом (скв. 32, 34); в скв. 36 средний миоцен покрывает базальты. Миоцен сложен глинами и алевритами с обильными кремневыми микроорганизмами (радиолярии, диатомовые, силикофлягелляты); в плиоцене

и плейстоцене доминируют глины (скв. 32, 33, 34). В наиболее стратиграфически полном разрезе мощность достигает 350 м (скв. 34). Более мелководные осадки представлены наннопланктонными илами мощностью 115 м (скв. 36). В них обычны планктонные фораминиферы и выделяются зоны верхнего миоцена и плиоцена (от зоны Globorotalia plesiotumida до зоны Globorotalia tosaensis). Скважиной 35 вскрыт глубоководный конус выноса – толща песков, глин и алевритов плейстоцена мощностью 390 м.

У мыса Мендосино скв. 173 приурочена к подножию континентального склона. Неоген связан с олигоценом постепенным переходом. Миоцен сложен нанно-диатомовыми илами, диатомовыми глинами и диатомитами; мощность 190 м. В плиоцене и плейстоцене возрастает принос терригенного материала и отложения этого возраста представлены диатомовыми глинами и алевритами; мощность 125 м. Осадки кайнозоя содержат также богатые комплексы планктонных фораминифер и радиолярий, что позволяет дать зональное расчленение по различным группам микрофауны и флоры. Так, по фораминиферам установлены все зоны плейстоцена, плиоцена и миоцена. Исключение составляет лишь зона Globigerinita dissimilis нижнего миоцена, но этот интервал пройден без отбора керна.

У побережья Орегона скважины пробурены в различных областях океана. Скв. 174 находится в глубоководной зоне океана (2815 м), у дистальной части подводного конуса выноса Астория, питаемого р. Колумбия и подводным каньоном Астория. К плиоцену и нижней части плейстоцена относится толща сравнительно глубоководных осадков – тонкослоистых алевритов и глин с планктонными фораминиферами и наннопланктоном; мощность 595 м. Эта толща покрывается средне- и тонкозернистыми песчаными турбидитами позднего плейстоцена; мощность 284 м. Пески и составляют собственно конус выноса, постепенно продвигающийся в сторону открытого океана и перекрывающий глубоководные осадки. Скв. 175 приурочена к континентальному склону (глубина 1999 м), вскрывая 233 м плейстоценовых алевритовых глин, чередующихся с песчано-глинистыми турбидитами. Скв. 176 расположена у внешнего края шельфа (глубина 193 м); глинистые алевриты с песчаным материалом (мощность 41 м) несогласно покрывают здесь более глубоководные глины плиоцена.

У побережья Вашингтона (подводный хребет Пол-Ревере) в скв. 177 разрез начинается массивными песчаниками нижнего плиоцена (очевидно, подводный конус выноса). Выше следует толща песчано-глинисто-алевритовых турбидитов с прослоями наннопланктонных илов. Мощность плиоцен-плейстоценовых отложений достигает 507 м.

Стратиграфия неогеновых и четвертичных отложений акватории Тихого океана к югу от экватора известна в общих чертах, ибо скважины расположены весьма неравномерно.

Как уже отмечалось, на плите Наска кайнозой состоит из двух литологических толщ: нижней карбонатной (наннопланктонные и нанно-фораминиферовые илы) и верхней глинистой (радиоляриевые, диатомовые, бурые цеолитовые глины). На востоке у Перуанско-Чилийского желоба карбонатная толща имеет палеогеновый возраст, а глинистая соответствует миоцену и плейстоцену (скв. 321); средний миоцен несогласно располагается здесь на верхнем олигоцене. Несколько западнее (скв. 320) карбонатная толща охватывает также и нижний миоцен, а глинистая отвечает позднему миоцену-плейстоцену (бурение шло с редким отбором керна и положение границы между толщами точно не известно). Ближе к Восточно-Тихоокеанскому хребту (скв. 319) на базальтах залегают осадки верхней части нижнего миоцена (зона Praeorbulina glomerosa); карбонатная толща отвечает по возрасту миоцену, глинистая – плиоцен-плейстоцену. Мощность неоген-четвертичных отложений варьирует в пределах от 60 м (скв. 321) до 120 м (скв. 320). Зональная шкала по планктонным фораминиферам свидетельствует, что в скв. 319 разрез нижнего миоцена-плейстоцена непрерывен; в скв. 321 отсутствуют нижний миоцен и низы среднего миоцена.

Севернее Маркизских островов осадки олигоцена согласно сменяются миоценовыми. В скв. 74 нижний миоцен (мощность 16 м) сложен наннопланктонными илами, в которых выделяются все фораминиферовые зоны. Выше следуют (мощность 24 м) более глубоководные радиоляриевые и нанно-фораминиферо-радиоляриевые илы среднего миоцена-плейстоцена. В скв. 75 нанно-фораминиферовые илы нижнего миоцена несогласно покрываются бурыми цеолитовыми глинами плейстоцена.

К северо-западу от архипелага Туамоту (скв. 318, 76) в неогене и плейстоцене развиты нанно-фораминиферовые илы и мел с прослоями алевролитов и песчаников. Последние особенно типичны для нижнего миоцена, приобретая характер конгломератов и брекчий. Возникновение их связано с деятельностью турбидных потоков. Мощность неогена и плейстоцена достигает 300 м. Базальные слои миоцена (зона Globigerinoides primordius–Globorotalia kugleri) связаны с верхним олигоценом постепенным переходом. Однако выше следует крупный перерыв, с которым связано отсутствие практически всего нижнего миоцена (скв. 318). Разрез среднего миоцена-плейстоцена непрерывен.

Прекрасным разрезом нанно-фораминиферовых илов неогена и плейстоцена мощностью 220 м характеризуется поднятие Манихики (скв. 317). Последовательность отложений непрерывна, что подтверждается обычной серией фораминиферовых и наннопланктонных зон. Нижний миоцен согласно подстилается верхним олигоценом.

Во впадине Лау, находящейся между хребтами Лау и Тонга (т.е. западнее желоба Тонга), скв. 203 вскрыла мощную толщу (409 м) наннопланктонных илов плиоцена и плейстоцена с высоким содержанием пеплового и обломочного вулканического материала.

Восточнее желоба Тонга к нижнему и среднему миоцену и плейстоцену относится верхняя часть маломощной (около 100 м) толщи глубоководных глин и алевритов с бедным наннопланктоном, радиоляриями и бентосными фораминиферами (скв. 204).

В Южно-Фиджийской впадине (скв. 205) отложения верхнего олигоцена (зона Sphenolithus ciperoensis) несогласно сменяются наннопланктонными илами и туфами среднего миоцена и нижней части верхнего миоцена; мощность 255 м. Заканчивается разрез бурыми глинами и наннопланктонными глинами верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена, также обогащенными вулканическим стеклом; мощность 30 м. По планктонным фораминиферам устанавливаются все зоны среднего и верхнего миоцена; в плиоцене и плейстоцене встречаются редкие корродированные радиолярии. В скв. 285 строение неогеновых отложений аналогично – наннопланктонные илы и туфы среднего миоцена замещаются нанно-радиоляриевыми илами и бурыми цеолитовыми глинами верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена. Базальные слои этой толщи прорваны диабазовым силлом.

У глубоководных желобов Северных и Южных Гебрид (скв. 286) выше наннопланктонных илов олигоцена залегают бурые цеолитовые глины и нанно-радиоляриевые илы неогена и плейстоцена, обогащенные пепловым материалом; мощность 90 м. Последняя особенность отложений сближает их с вулканогенными породами эоцена. Таким образом, интенсивная вулканическая деятельность в районе Новых Гебрид продолжалась (с некоторыми затуханиями) на протяжении всего кайнозоя.

В антарктической области Тихого океана неоген представлен иными фациальными типами осадков.

В море Беллинсгаузена (скв. 323) выше аргиллитов с редкими бентосными фораминиферами олигоцена-нижнего миоцена залегает мощная толща (около 500 м) серых глин, алевритовых и песчанистых глин, диатомовых илов и диатомовых глин. Обилие микроорганизмов с кремневым скелетом (диатомовые, радиолярии, силикофлягелляты) дает основание выделять все подотделы миоцена, плиоцена и плейстоцена. В скв. 322 базальты перекрыты осадками олигоцена – раннего миоцена. Толща некарбонатных глин, алевролитов и песчаников мощностью 513 м, располагающаяся выше, с помощью диатомовых

расчленена на нижний, средний и верхний миоцен, нижний и верхний плиоцен и плейстоцен.

На континентальном склоне Антарктиды (скв. 325) самые древние отложения принадлежат к позднему олигоцену - нижнему миоцену. Во всяком случае, в пачке песчаников, глин и алевролитов с тонкими прослоями наннопланктонного мела встречены несомненные планктонные фораминиферы нижнего миоцена (в пределах зон Globigerinita stainforthi и Globigerinatella insueta). Далее следуют песчано-глинистые турбидиты с кремневым планктоном верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена. Обломки ледового разноса установлены в отложениях миоцена, но особенно они типичны для осадков плиоцена. Общая мощность кайнозоя составляет 718 м.

В море Росса неоген и плейстоцен вскрыты скв. 270, 271, 272, 273 на относительно небольших современных глубинах (от 491 до 633 м).

В скв. 270 достоверный олигоцен сменяется толщей глин и алевролитов мощностью 365 м, определяемых олигоценом-нижним миоценом. Бо́льшая часть толщи принадлежит миоцену, поскольку уже в нижней ее части встречен *Globigerinoides trilobus* (Reuss). С угловым несогласием миоцен перекрыт диатомовыми глинами и алевритами плиоцена и плейстоцена; мощность 20 м. Наиболее полные разрезы неогена и плейстоцена вскрыты скв. 272 и 273 - серия плохослоистых алевритовых глин с обломками ледового разноса; мощность до 443 м. На основании диатомовых миоцен подразделен на подотделы. Плиоцен-плейстоценовые отложения нередко сокращены в мощности или отсутствуют в связи с ледовой эрозией.

Северо-восточнее мыса Адар (скв. 274) неоген и плейстоцен сложены диатомовыми илами, диатомовыми глинами и алевритами. Количество диатомей особенно велико в верхней части разреза. Обычен материал ледового разноса. Мощность составляет 180 м.

Севернее срединно-океанического хребта неоген и плейстоцен вскрыты скважинами на плато Кемпбелл, хребте Мак-Квори и Южно-Тасмановом поднятии.

На востоке плато Кемпбелл неогеновые осадки почти полностью уничтожены сильным донным течением. В скв. 275 глинистые алевриты с планктонными фораминиферами плейстоцена (зона Globorotalia truncatulinoides) залегают непосредственно на радиоляриево-диатомовых илах кампана. В скв. 276 пески и гравелиты плиоцена и плейстоцена располагаются на окремненных глинах олигоцена. У западного склона плато Кемпбелл (впадина Катедрал, скв. 277) палеоген срезается фораминиферовыми и нанно-фораминиферовыми илами плейстоцена; мощность 13 м.

В южной части хребта Мак-Квори (впадина Эмералд) выше олигоцена (скв. 278) следует толща наннопланктонных, радиоляриевых и диатомовых илов неогена и плейстоцена с подчиненными прослоями глин и нанно-фораминиферовых илов. Небольшой перерыв отмечается лишь внутри плиоцена. Мощность неогена и плейстоцена 395 м. На севере хребта Мак-Квори базальты покрываются нижнемиоценовыми осадками (зона Globigerina woodi connecta, скв. 279). Нижний и средний миоцен представлены нанно-фораминиферовыми илами мощностью 184 м; выше несогласно залегают аналогичные илы плейстоцена.

К югу от Южно-Тасманова поднятия (скв. 280) разрез позднего кайнозоя весьма неполный. Здесь установлены маломощные (5 м) нанно-радиоляриевые илы плиоцена (зона Reticulofenestra pseudoumbilica), несогласно перекрываемые пластом (1 м) нанно-фораминиферовых илов плейстоцена (зона Pseudoemiliania lacunosa). Эти отложения отделены от олигоцена интервалом в 32 м, пройденного без отбора керна. Очевидно, значительная часть неогена из разреза выпадает.

Наоборот, в пределах Южно-Тасманова поднятия (скв. 281) последовательность нанно-фораминиферовых илов неогена и плейстоцена стратиграфически непрерывна. Она включает все зоны новозеландской фораминиферовой шкалы: Globigerina woodi connecta, Globigerinoides trilobus (нижний миоцен), Praeorbulina glomerosa curva, Orbulina suturalis, Globorotalia mayeri (средний миоцен), Globorotalia miotumida, Globorotalia conomiozea (верхний миоцен), Globorotalia

punctulata, Globorotalia inflata (плиоцен), Globorotalia truncatulinoides (плейстоцен). Мощность 120 м. С глубоким размывом нижний миоцен располагается на глауконитовых песчаниках олигоцена.

Западнее Южно-Тасманова поднятия (скв. 282) неоген и плейстоцен представлены наннопланктонными и нанно-фораминиферовыми илами мощностью около 50 м, залегающими согласно на олигоцене. Здесь выделены зоны Globigerina woodi connecta (нижний миоцен), Globorotalia miotumida (верхний миоцен) и Globorotalia truncatulinoides (плейстоцен), т.е. в связи с перерывами из разреза выпадают верхи нижнего миоцена, средний миоцен, верхняя часть верхнего миоцена и плиоцен.

Широким распространением отложения неогена и плейстоцена пользуются в краевых морях (Тасмановом, Коралловом, Филиппинском и Японском).

В глубоководной области Тасманова моря (скв. 283) на эоцене несогласно располагается пачка (13 м) бурых цеолитовых глин верхнего миоцена (?)-плейстоцена. Таким образом, бо́льшая часть неогена из разреза выпадает.

Северо-восточнее, на поднятии Лорд-Хау (скв. 207, 208, 284), к неогену и плейстоцену относится толща нанно-фораминиферовых илов. В скв. 208 их мощность достигает 434 м, причем переход от олигоцена к миоцену непрерывный и выделяются почти все зоны фораминиферовой шкалы (отсутствие зон Praeorbulina glomerosa и Globorotalia peripheroronda-Orbulina suturalis связано с пропусками в отборе керна). В скв. 207 осадки среднего миоцена несогласно залегают на известняках среднего эоцена.

Сходную литологическую и палеонтологическую характеристику имеют неоген и плейстоцен смежной впадины Новой Каледонии (скв. 206), где мощность отложений этого возраста не менее 500 м. Олигоцен (зона Sphenolithus ciperoensis) и нижний миоцен (зона Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri) связаны постепенным переходом. К сожалению, обедненный состав планктонных фораминифер и пропуски при отборе керна позволили выделить лишь отдельные зоны нижнего, среднего и верхнего миоцена; в плиоцене и плейстоцене фиксируются все зоны.

В Коралловом море отложения неогена и плейстоцена разнообразны. К наиболее глубоководным осадкам принадлежат бурые и цеолитовые глины с тонкими прослоями наннопланктонных илов; в скв. 287 они залегают с размывом на верхнем олигоцене (зона Globigerina ciperoensis) и имеют мощность 170 м. Менее глубоководны известковистые наннопланктонные глины, мощность которых возрастает до 505 м (скв. 210). Миоцен залегает согласно на отложениях верхнего олигоцена и подразделяется по наннопланктону; планктонные фораминиферы значительно разнообразнее в осадках позднего миоцена, плиоцена и плейстоцена, где установлена серия зон - от зоны Globorotalia tumida до зоны (подзоны) Globigerina calida calida. На плато Квинсленд (скв. 209) развиты белые нанно-фораминиферовые илы мощностью 110 м. Осадки верхнего олигоцена согласно сменяются нижнемиоценовыми (зона Globigerinoides primordius-Globorotalia kugleri), но внутри неогена имеется крупный перерыв (выпадает верхний миоцен и зона Globorotalia margaritae evoluta плиоцена).

В Восточно-Филиппинской впадине, как уже отмечалось, выше базальтов располагается толща вулканических пеплов, радиоляриевых илов и бурых цеолитовых глин с тонкими прослоями наннопланктонных илов мощностью около 300 м. В скв. 53 базальные слои разреза бедны органическими остатками и возраст их датируется поздним олигоценом - нижним миоценом. Средний и верхний миоцен характеризуются более разнообразной микрофауной и флорой. По наннопланктону в среднем миоцене установлены зоны Sphenolithus heteromorphus и Discoaster kugleri, по радиоляриям - Cannartus petterssoni; в верхнем миоцене с помощью радиолярий выделяются зоны Ommatartus antepenultimus и Ommatartus penultimus. В скв. 54 базальты перекрываются осадками среднего миоцена (радиоляриевые зоны Dorcadospyris alata и Cannartus petterssoni).

В Западно-Филиппинской впадине наннопланктонный ил верхнего олигоцена (зона Sphenolithus ciperoensis) сменяется бурыми и цеолитовыми глинами нео-

гена и плейстоцена мощностью 100 м (скв. 290). На западном склоне хребта Оки-Даито неоген и плейстоцен входят в состав кайнозойской толщи бурых и цеолитовых глин, почти не поддающихся расчленению (скв. 294, 295).

У западной периферии этой впадины глубоководные осадки неогена и плейстоцена представлены турбидитами, бурыми и цеолитовыми глинами мощностью до 60 м (скв. 291). Они либо подстилаются олигоценом (скв. 291), либо залегают на базальтах (скв. 293). Более мелководные карбонатные осадки неогена и плейстоцена состоят из нанно- и нанно-фораминиферовых илов мощностью до 160 м (скв. 292). На границе верхнего олигоцена и нижнего миоцена процесс осадконакопления был непрерывен, так же как и на протяжении всего неогенового и четвертичного времени. Небольшой перерыв устанавливается в среднем миоцене; с ним связано выпадение из разреза зон Globorotalia peripheroacuta и Globorotalia fohsi fohsi.

В северной части Филиппинского моря на хребте Палау-Кюсю скв. 296 вскрыла толщу неогеновых и четвертичных наннопланктонных илов с пепловым материалом; мощность 329 м. Олигоцен и миоцен связаны постепенным переходом. Прекрасно выделяется почти вся последовательность фораминиферовых зон: от зоны Globigerinoides primordius–Globorotalia kugleri в основании миоцена до позднечетвертичной зоны Globigerina calida calida. Отсутствие двух зон среднего миоцена скорее всего связано с пропусками при отборе керна. Столь же детальное зональное расчленение отложений неогена и плейстоцена в скв. 296 осуществляется по наннопланктону и отчасти по радиоляриям. Южнее желоба Нанкай во впадине Шикоку неоген и плейстоцен сложены диатомовыми и наннопланктонными глинами и илами с пепловым материалом и пачками турбидитов (скв. 297); мощность 243 м.

В Японском море (скв. 299, 300, 301, 302) скважины вскрыли сложноустроенную серию турбидитов, диатомитов, диатомовых глин, песков и алевритов, цеолитовых глин и вулканических пеплов. Мощность достигает 532 м (скв. 299 и 302). Самые древние осадки относятся к зоне Denticula kamtschatica, помещаемой или в кровлю верхнего миоцена, или в подошву плиоцена. Богатые ассоциации диатомовых позволяют расчленить осадки плиоцена и плейстоцена на те же зоны, что и в Беринговом море и у Алеутских островов: Denticula seminae – Denticula kamtschatica, Thalassiosira zabelinae (плиоцен), Actinocyclus oculatus, Rhizosolenia curvirostris (плейстоцен). Детальную стратификацию осадков дают также силикофлягелляты. Наннопланктон обедненный. Планктонные фораминиферы единичны и лишь популяции *Globigerina pachyderma* (Ehrenb.) обычны для плейстоцена.

В фациальном отношении осадки неогена и плейстоцена наиболее разнообразны. Помимо различных органогенных известковых кремнистых илов (наннопланктонных, фораминиферовых, радиоляриевых), абиссальных слабоизвестковых глин, бурых и цеолитовых глин, вулканогенно-осадочных отложений, широкое распространение получили турбидиты, фация диатомовых глин, алевритов и диатомитов, глинисто-алевритово-песчаных осадков с обломками ледового разноса.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Как и в Тихом океане, осадочный чехол Атлантического океана состоит из отложений от верхней юры до четвертичных. Однако верхняя юра здесь вскрыта в полном объеме, от оксфордского до титонского яруса.

Мезозойские отложения развиты в виде двух полос: одна из них протягивается вдоль континентов Северной и Южной Америки от Нью-Фаундлендской банки до Фолклендского плато; вторая – вдоль континентов Европы и Африки от Бискайского залива до впадины Кейп. Они вскрыты 70 скважинами: 2, 4, 5, 9, 10, 13, 20, 21, 24, 28, 86, 94, 95, 97, 98, 99, 100, 101, 105, 111, 120, 127, 135, 136, 137, 138, 140, 141, 143, 144, 146, 149, 150, 151, 152, 153, 327, 328, 330, 354, 355, 356, 357, 358, 361, 363, 364, 365, 366, 367, 368, 369, 370, 382, 384, 385, 386, 387,

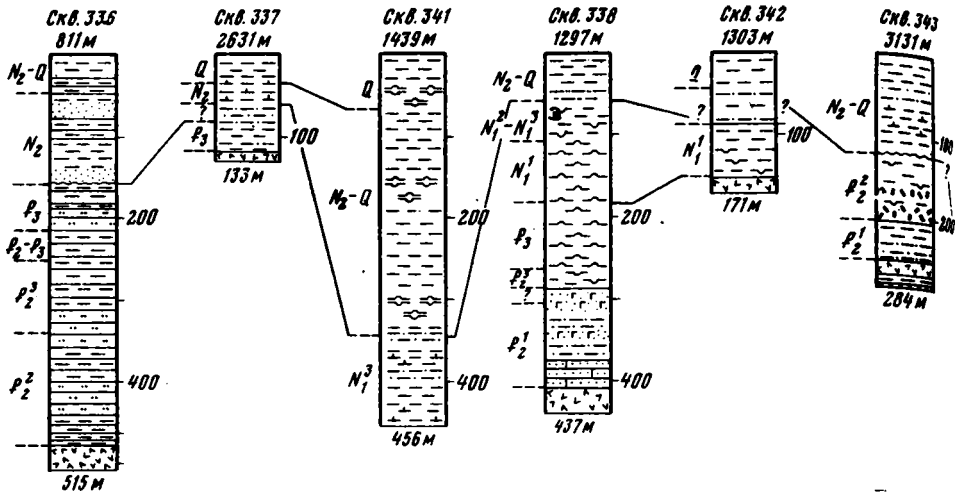


Рис. 8. Разрезы кайнозойских отложений северной (бореальной) части Атлантического океана (Гренландское и Норвежское моря)

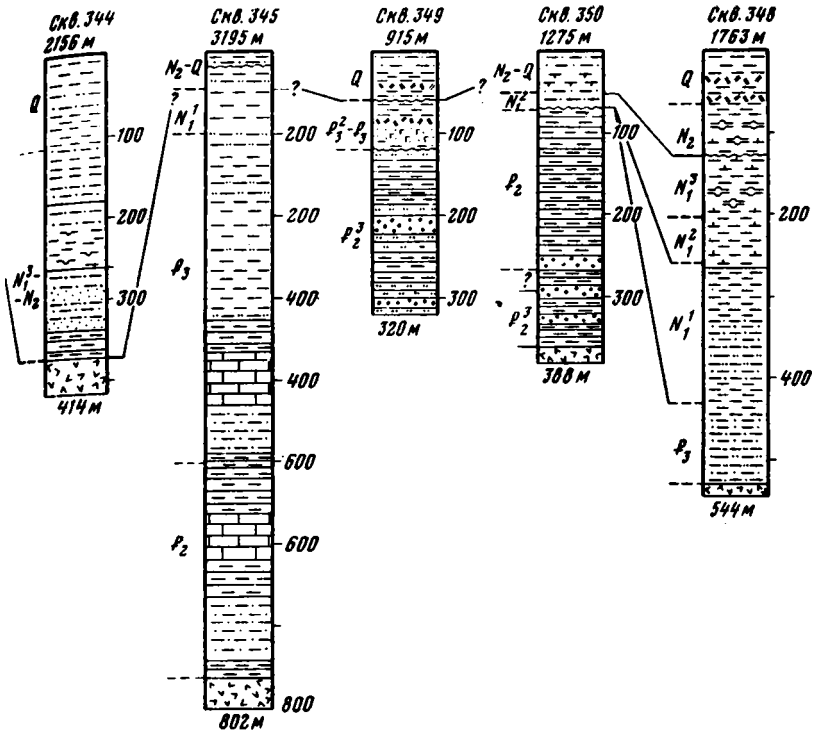
390, 391, 392, 397, 398, 400, 401, 402, 415, 416, 417, 418. Кайнозойские отложения распространены в пределах всей акватории Атлантического океана и пройдены всеми 194 скважинами, пробуренными к настоящему моменту в Атлантике. Эти скважины позволяют выяснить основные особенности региональной стратиграфии Атлантического океана. Типичные разрезы мезозойских и кайнозойских отложений Атлантического океана приведены на рис. 8-12.

Верхняя юра

Наиболее древние отложения относятся к верхней юре и установлены в четырех районах: на западе вдоль побережья Северной Америки от Багамских до Бермудских островов, на востоке в Бискайском заливе, вдоль побережья Африки от впадины Островов Зеленого Мыса до Марокканской впадины и на юге океана у восточного склона Фолклендского плато.

На западе наиболее полно отложения верхней юры вскрыты скв. 105 к северо-западу от Бермудских островов, где они перекрывают измененные и разложенные базальты и пирокласты с тонкими прослойками осадочных пород. Разрез начинается серо-зеленоватыми глинистыми известняками и аргиллитами оксфорда и кимериджа с наннопланктоном, динофлягеллятами, лягенидами, агглютинированными фораминиферами и аптихами. Выше следуют красные и зеленые глинистые известняки и известковистые аргиллиты кимериджа-титона с тонкой слоистостью, обломочными и полосчатыми структурами. Эти породы характеризуются разнообразными фораминиферами (лягениды, спириллиниды, милиолиды, эпистоминиды), остракодами, наннопланктоном, аптихами; типично присутствие планктонных морских лилий (*Saccocoma*). В кровле юры находятся белые и светло-серые крепкие известняки с прослоями мягких наннопланктонных известняков титона; в них обычны кальпионеллы, аптихи, бентосные фораминиферы. Общая мощность карбонатной толщи верхней юры около 130 м (граница с неокомом точно не определена).

В районе Багамских островов и плато Блейка верхнеюрские отложения пройдены скв. 2, 4, 5, 99, 100, 391. Строение верхней юры в этом районе Атлантического океана близко к только что описанному. Нормальный контакт (без следов обжига) осадочных пород с вулканическими вскрыт скв. 100. Массивные тонкокристаллические базальты покрываются двухсантиметровым слоем стекловидного базальта и содержат включения и прослойки известняков с микрофауной средней (?) - верхней юры. Выше располагаются зеленовато-серые



известняки с наннопланктоном, динофлягеллятами, спириллинидами, лягенидами и агглютинированными фораминиферами. В некоторых прослойках темно-серых известняков многочисленны растительные остатки (листья, ветви). Известняки имеют оксфордский возраст; их базальная часть, возможно, относится к келловею.

Выше по разрезу залегает пачка чередования белых известняков, зеленых, красных, серых тонкослоистых глинистых известняков с подчиненными прослоями пестроцветных глин и кремней. Наннопланктон, динофлягелляты и бентосные фораминиферы свидетельствуют об оксфорд-кимериджском возрасте пород.

Титон представлен светлыми крепкими известняками и мягкими наннопланктонными известняками с линзами и конкрециями кремней.

Мощность верхней юры у Багамских островов превышает 150 м, однако и здесь граница с неокомом намечена приблизительно.

На востоке Атлантического океана верхнеюрские отложения прекрасно развиты во впадине Островов Зеленого Мыса. Несмотря на огромное расстояние от западного побережья Атлантического океана, в стратиграфических и литологических особенностях верхней юры впадины Островов Зеленого Мыса обнаруживается поразительное сходство с таковыми одновозрастных отложений района Багамских и Бермудских островов.

В скв. 367 выше базальтов по нормальному (не интрузивному) контакту залегают красноватые, бурые, серые, зеленоватые глинистые известняки, мергели и известковистые глины оксфорда-кимериджа с наннопланктоном, бентосными фораминиферами (лягениды, милиолиды, спириллиниды, агглютинированные), аптихами, пелагическими пелециподами и криноидеями (*Saccocoma*) и очень редкими аммонитами. Эти отложения напоминают фацию "Аммонитико россо" Средиземноморья. Они сменяются светло-серыми наннопланктонными известняками титона с прослоями зеленовато-серых мергелей, темных аргиллитов и кремней (зона Parhabdolithus embergeri). В этих породах встречены бентосные фораминиферы, кальпионеллы, аптихи и очень редкие аммониты.

Мощность отложений верхней юры во впадине Островов Зеленого Мыса превышает 120 м.

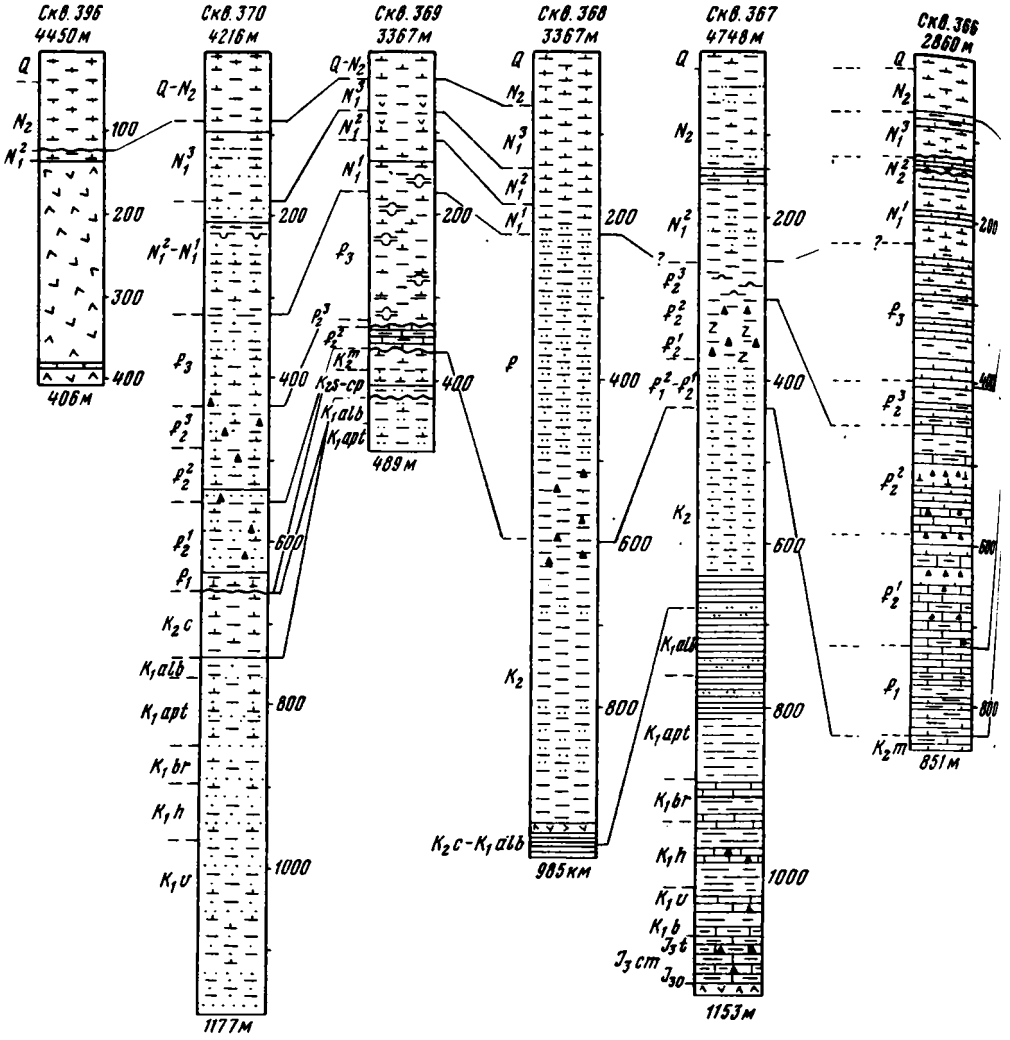
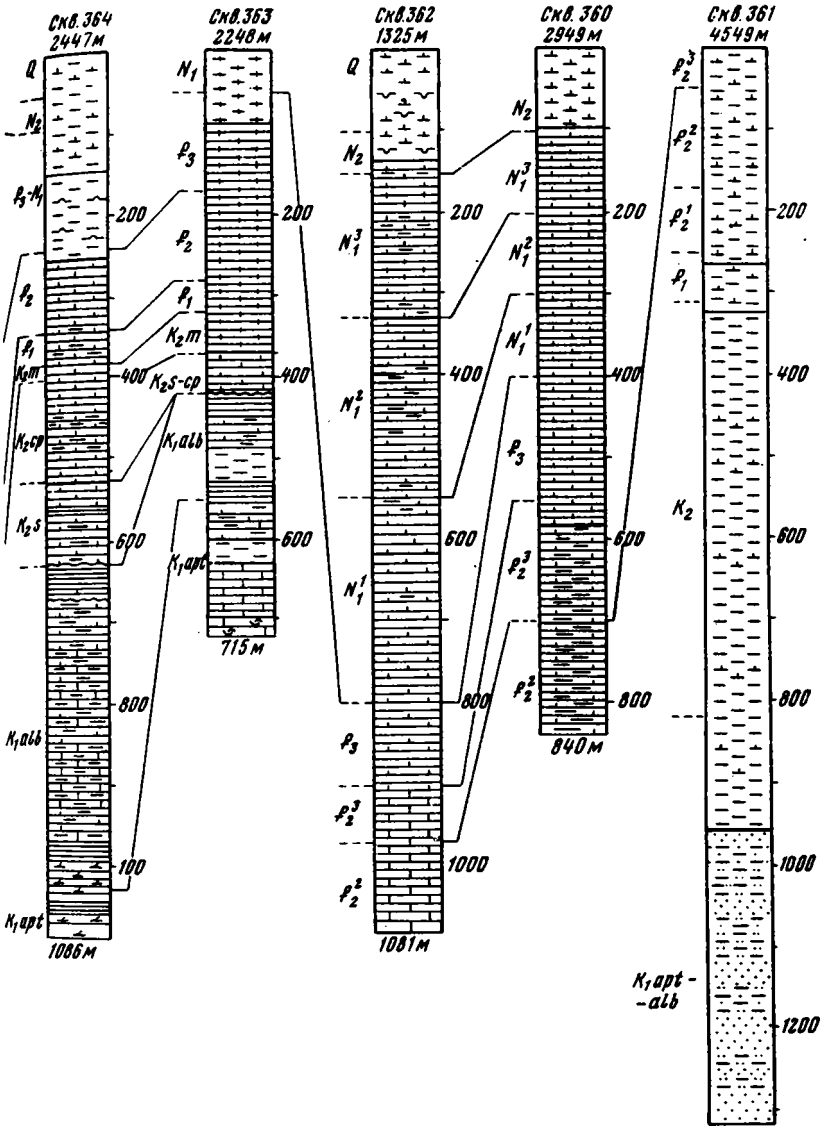


Рис. 9. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений восточной части Атлантического океана (вдоль побережья Африки)

В Марокканской впадине (скв. 416) к кимериджу и титону относится толща глубоководных турбидитов мощностью 204 м. Они состоят из чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов и известковистых глин. Терригенный и карбонатный материал перемещены турбидными потоками с шельфа и континентального склона. Подлинные пелагические осадки представлены тонкими прослоями бурых глин. Возраст отложений определяется кальпионеллами, наннопланктоном и бентосными фораминиферами.

Совершенно иной характер имеют верхнеюрские (кимериджские) отложения в Бискайском заливе (скв. 401) – мелководные известняки и калькарениты, связанные с рифогенным комплексом.

На юге Атлантического океана верхнеюрские отложения вскрыты скв. 330 у восточного края Фолклендского плато. Однако здесь они располагаются не на океанической коре, а на континентальном фундаменте (гнейсо-граниты с пегматитовыми прожилками). В основании разреза находится пачка грубосортированных кварцевых песчаников и алевролитов с обильными растительными остатками и прослойками лигнитов (субаэральные осадки прибрежной равнины). Они сменяются кварцитовидными песчаниками и далее – толщей чередо-



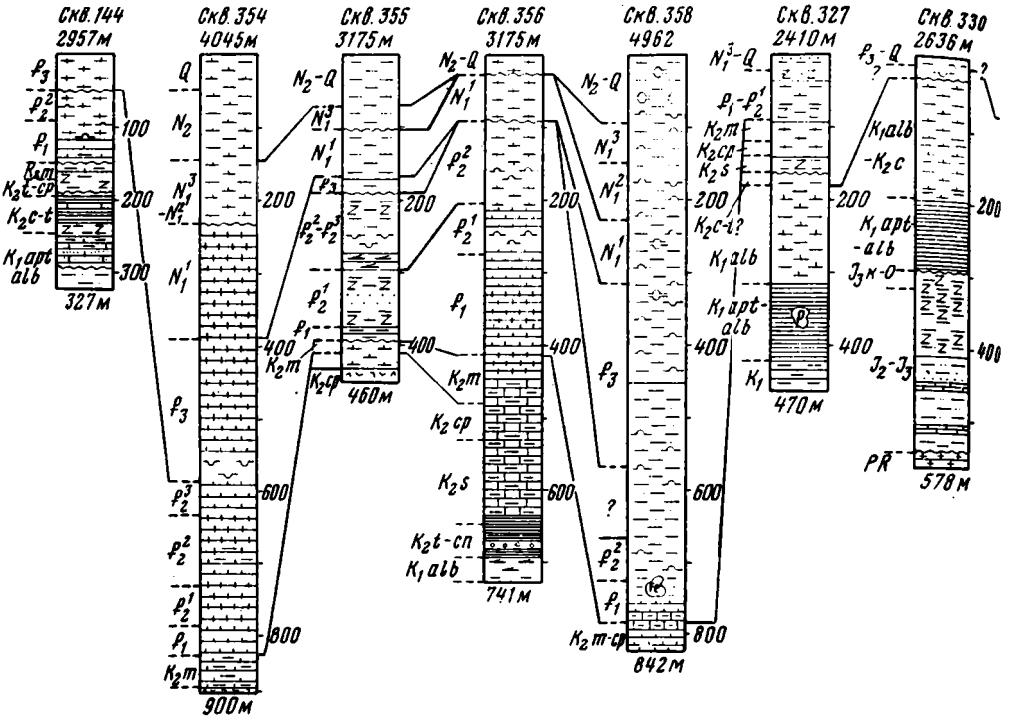
вания алевролитов и глин с подчиненными пластами песчаников и известняков. Мощность около 150 м.

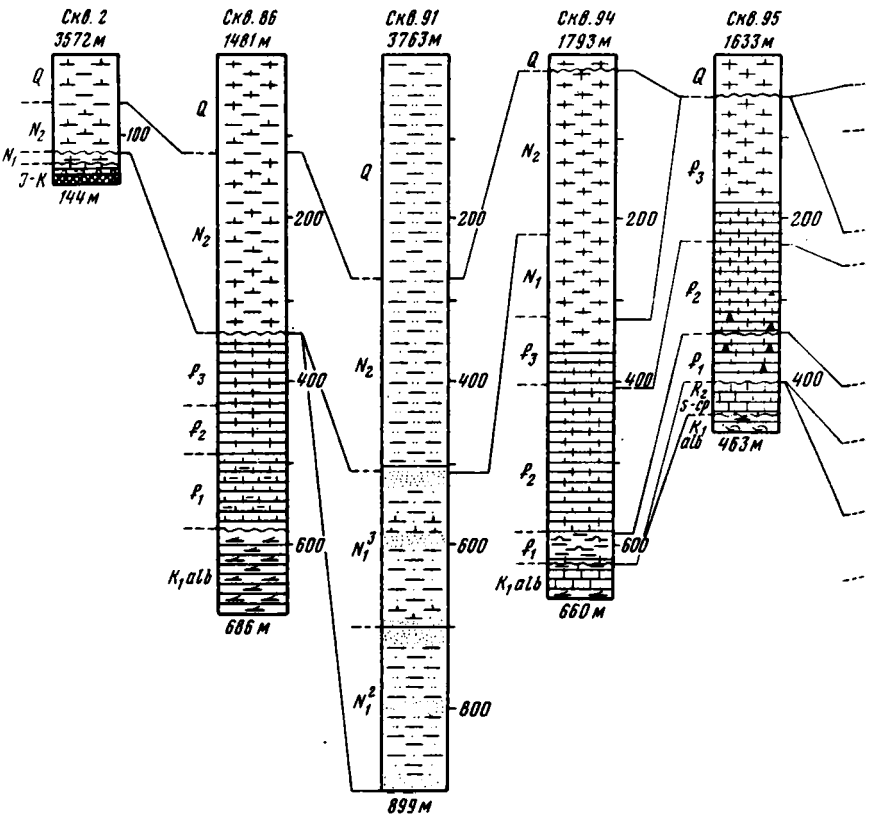
Органические остатки встречаются спорадически — бентосные фораминиферы (аммодисциды, трохамминиды, лягениды), кораллы, сколекодонты, обломки иноцерамов и другие моллюски. Они более обычны для верхних горизонтов рассматриваемой толщи пород. Найденный здесь наннопланктон (*Stephanolithion bigoti*) свидетельствует о келловей-оксфордском возрасте отложений. Подстилающие слои могут быть и более древними, но не древнее средней юры, поскольку в них встречается послелеайсовый наннопланктон (*Watznaueria*).

Следует отметить, что юрские отложения, которые бы перекрывали океаническую кору, в Атлантическом океане к югу от экватора пока не известны.

Нижний мел

Нижнемеловые отложения, по сравнению с верхнеюрскими, в Атлантическом океане развиты на более обширных пространствах. В северном полушарии вдоль восточного побережья Северной Америки и западного побережья Африки они


Скв.144
2957м
327м
Скв.354
4045м
900м
Скв.355
3175м
460м
Скв.356
3175м
741м
Скв.358
4962
842м
Скв.327
2410м
470м
Скв.330
2636м
578м
100
200
300
400
600
800


Скв. 2
3572м
144м
Скв.86
1481м
686м
Скв.91
3763м
899м
Скв.94
1793м
660м
Скв.95
1633м
463м
100
200
400
600
800

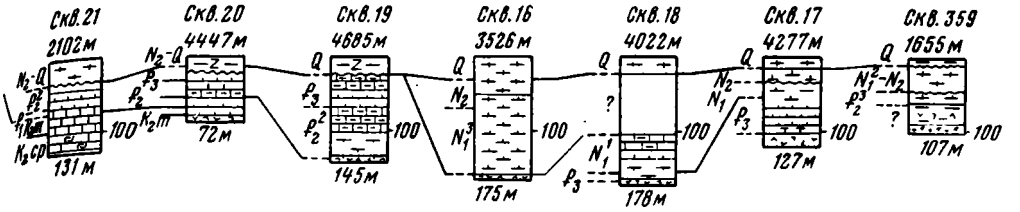


Рис. 10. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений южной части Атлантического океана (Фолклендское плато, поднятие Риу-Гранди, плато Сан-Паулу, Аргентинская впадина, Бразильская впадина, хребты Демерара, Сеара, Срединно-Атлантический, Китовый)

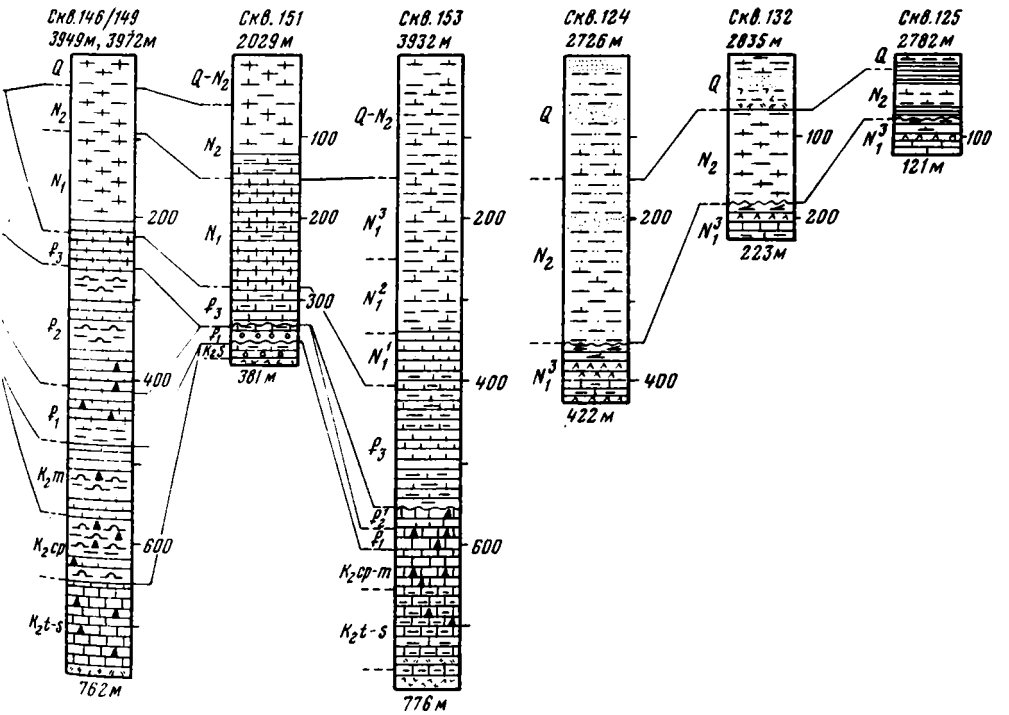
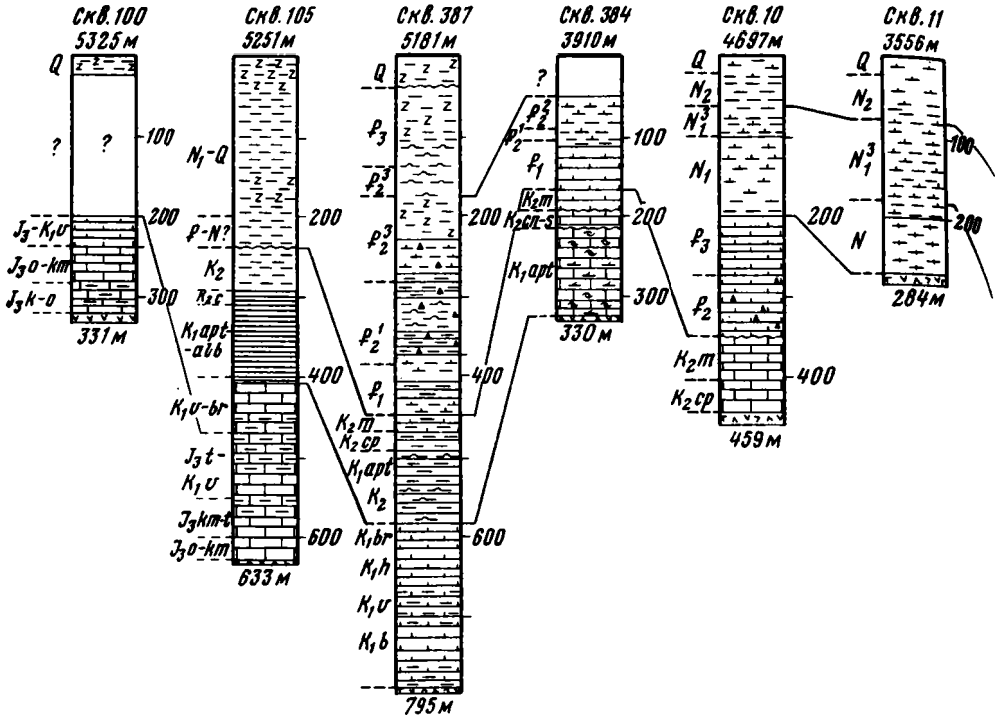


Рис. 11. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений Мексиканского залива, Карибского и Средиземного морей



без перерыва сменяют породы верхней юры. По направлению к Срединно-Атлантическому хребту нижний мел переходит на базальты фундамента (скв. 136, 137, 138, 384, 386, 387, 417, 418). В южном полушарии нижний мел установлен вдоль побережья и Южной Америки, и Африки. В одних случаях он, очевидно, подстилается базальтами фундамента (впадина Кейпа, Китовый хребет), в других случаях - мощными соленосными формациями также нижнемелового возраста (впадина Ангола, плато Сан-Паулу). На юге Атлантического океана (Фолклендское плато с корой континентального типа) нижнемеловые отложения располагаются на верхней юре с размывом, начинаясь аптом.

Вдоль побережья Северной Америки нижнемеловые отложения вскрыты скважинами в районе Багамских островов, плато Блейка и Бермудских островов (скв. 4, 5, 99, 100, 101, 105, 384, 386, 387, 390, 391, 392, 417, 418).

На Багамском плато и континентальном склоне юго-восточнее Нью-Йорка валанжин и готерив представлены белыми и светло-серыми известняками, массивными и крепкими, тонкослоистыми, с прослоями серых мягких глинистых известняков и известковистых глин, содержащих наннопланктон, кальпионеллиды, аптихи, агглютинированные и известковистые бентосные фораминиферы (комплекс с *Dorothia praehauteriviana*) и динофлягелляты (скв. 4, 5, 99, 101, 105). Реже валанжин и готерив сложены мягкими или слегка консолидированными белыми наннопланктонными илами с прослоями и линзами серых кремней (скв. 100). Мощность карбонатной толщи валанжина и готерива определить затруднительно, поскольку отбор керна не был непрерывным. В скв. 105 мощность достигает 150 м.

К баррему, апту и альбу относится толща черных и темно-серых битуминозных глин с прослоями бурых и зеленоватых ожелезненных глин, конкрециями сидерита и обильным пиритом (скв. 4, 5, 101, 105). Содержание органического вещества подчас столь велико, что глины превращаются в сапропелиты, горящие в пламени спички. Донная фауна, как правило, отсутствует или представлена примитивными агглютинированными фораминиферами. Обильна чешуя

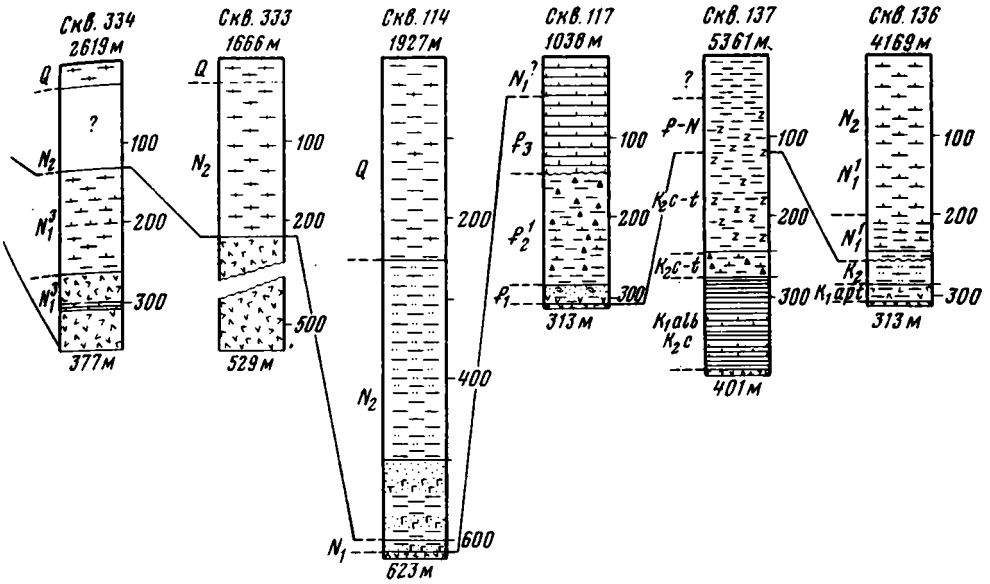


Рис. 12. Разрезы мезозойских и кайнозойских отложений северо-западной части Атлантического океана (от восточного побережья США – плато Блейк-Багама, Бермудское поднятие, континентальный склон юго-восточнее Нью-Йорка до Срединно-Атлантического хребта, хребта Рейкьянес, плато Хаттон-Рокколл и абиссальных равнин у Северо-Западной Африки)

рыб, местами растительные обугленные остатки. Отдельные прослои обогащены наннопланктоном, динофлягеллятами и планктонными фораминиферами (хедбергеллы и глобигеринеллоидесы). Переход к карбонатным породам готерива постепенный, что выражается в переслаивании черных глин и известняков. Мощность черных глин и сапропелитов баррема–альба достаточно велика, варьируя в пределах 100–300 м (скв. 101, 105).

На плато Блейк (скв. 390, 392) неоком сложен мелководными, иногда лагунными известняками – оолитовыми, детритовыми с обломками кораллов и водорослей. Глубины их образования были менее 100 м. В верхней части известняки переслаиваются с глинами. Мощность достигает 238 м (скв. 392). В верхнем барреме, апте, альбе развиты наннопланктонные илы и мел с разнообразными ассоциациями планктонных и бентосных фораминифер. Во впадине, разделяющей плато Блейк и Багамское, белые глинистые известняки берриаса (зона Nannoconus colomi) согласно сменяют породы верхней юры (скв. 391). Валанжин, готерив и баррем сложены известняками с прослоями аргиллитов и черных битуминозных глин (мощность 218 м). В апте и альбе преобладают черные глины, серые аргиллиты и алевролиты с отдельными прослоями известняков и мела (возможно, они охватывают и часть сеномана); мощность 342 м.

Нью-Фаундлендская банка представляет собой участок континентальной коры, погрузившейся на глубину океана 1797 м. О континентальном режиме свидетельствуют грубые углистые песчаники со споро-пыльцевыми комплексами средней юры (байос). Выше несогласно залегают мелководные калькарениты и детритовые известняки альба; тонкие прослои мела содержат *Hedbergella washitensis* (скв. 111).

На западе Бермудского поднятия (скв. 387) базальты океанического фундамента перекрыты известняками и мелом с наннопланктоном берриаса, валанжина, готерива и баррема; среди них встречаются прослои черных битуминозных глин. Выше располагаются серо-зеленые и черные битуминозные аргиллиты апта и альба. Мощность нижнего мела около 250 м. На востоке этого поднятия на базальтах залегают более молодые отложения – черные сапропелевые аргиллиты с радиоляриями, наннопланктоном и планктонными форами-

ниферами верхнего апта и альба (скв. 386). Содержание органического вещества достигает 7%. В южной части Бермудского поднятия (скв. 417, 418) базальты сменяются вулканогенно-обломочными песками и гравелитами. На них залегают наннопланктонные илы верхнего апта, радиоляриевые аргиллиты, песчаники, зеленые и буроватые глины альба.

Северо-восточнее Бермудского поднятия в пределах хребта "J-аномалии" базальты покрываются мелководными калькаренитами апта с рудистыми, коралами, морскими ежами, пелециподами, гастроподами и орбитоидами (скв. 384).

В Мексиканском заливе у подводного уступа Кампече (скв. 86, 94, 95) развиты мелководные отложения альба - калькарениты и доломиты с водорослями, моллюсками, остракодами, милиолидами. Образование их происходило в зоне шельфа, а в некоторых случаях - в приливно-отливной полосе.

У северо-западного побережья Африки (севернее острова Мадейра, район Островов Зеленого Мыса и Канарских) строение нижнемеловых отложений имеет много общего с таковым вдоль побережья Северной Америки.

Во впадине Островов Зеленого Мыса (скв. 367) берриас, валанжин и готерив сложены белыми и светло-серыми наннопланктонными известняками с подчиненными прослоями зеленоватых мергелей и линзами кремней; в верхней части появляются пласты черных глин. Помимо наннопланктона, присутствуют различные бентосные фораминиферы (комплекс с *Dorothia praehauteriviana*), кальпионеллиды, аптихи. Мощность около 130 м.

Выше располагаются черные, серые и зеленовато-серые аргиллиты баррема-нижнего апта с наннопланктоном, планктонными (*Hedbergella, Globigerinelloides, Gubkinella*) и бентосными (лагениды, агглютинированные) фораминиферами. Постепенно они замещаются черными глинами позднего апта-альба с высоким содержанием органического материала, обильным пиритом и рыбными остатками. Бентосные организмы практически отсутствуют (иногда встречаются примитивные фораминиферы). В отдельных тонких прослоях много наннопланктона и планктонных фораминифер (мелкорослые, тонкостенные *Hedbergella* и *Globigerinelloides*). Мощность глинистой пачки баррема-альба 200 м.

Аналогичными черными сапропелитовыми глинами с пиритом и рыбными остатками представлен апт абиссальной равнины Хорсшу (скв. 235), альб поднятия Островов Зеленого Мыса (скв. 368). Прослои мергелей и известняков встречаются редко.

Западнее рассмотренных разрезов апт-альбские осадки залегают на базальтах океанического фундамента и их литологические особенности меняются (скв. 136 севернее о. Мадейра, скв. 137 в Канарской впадине). Здесь преобладают наннопланктонные мергели и известняки, а черные и пестроцветные глины становятся спорадическими.

Близкая картина наблюдается на континентальном склоне Испанской Сахары (скв. 369). Апт-альбские отложения сохраняют свой глинистый характер, но это уже будут серые и зеленоватые глины и мергели с обильным наннопланктоном и планктонными фораминиферами. Последние гораздо разнообразнее по видовому составу, нежели в черных битуминозных глинах, что позволяет дать зональное расчленение альба.

К северо-западу от скв. 369 (континентальный склон западнее мыса Бохадор) скв. 397 встретила более древние отложения нижнего мела - слабоизвестковистые аргиллиты с бедным наннопланктоном и бентосными фораминиферами валанжина-готерива. На них сразу располагается нижний миоцен.

Заметно отличается нижний мел Марокканской впадины (скв. 370, 416), представленный глубоководными отложениями. Однако близость африканского континента предопределила интенсивный и постоянный привнос терригенного материала. Поэтому весь нижний мел состоит из однообразного переслаивания серых и зеленоватых известковистых аргиллитов и подчиненных пластов песчаников, гравелитов, конгломератов и турбидитов. По наннопланктону выделяются все ярусы нижнего мела. Бентосные фораминиферы иногда многочисленны и разнообразны по видовому составу. Планктонные фораминиферы в от-

ложениях баррема, апта, альба встречаются спорадически, но иногда обильны. Мощность в скв. 370 около 450 м, в скв. 416 – почти 1000 м. Типичные черные глины среди отложений апта–альба отсутствуют, но глины этого стратиграфического интервала более темных оттенков, нежели подстилающие и перекрывающие осадки, в связи с достаточно высоким содержанием органического вещества (до 5%).

У побережья Пиренейского полуострова (южнее банки Галисия) нижний мел начинается наннопланктонными известняками готерива и баррема; среди них подчиненные прослои темных аргиллитов (скв. 398).

В Бискайском заливе скв. 402 вскрыла мелководные известняки нижнего апта. В верхнем апте и нижнем альбе известняки чередуются с черными битуминозными аргиллитами; глубина образования этих отложений, очевидно, не превышала 200 м. Верхний альб представлен более глубоководными известняками и окремненными аргиллитами. Мощность 290 м. В соседней скв. 401 мелководные известняки развиты и в верхнем альбе.

В западном направлении эти породы замещаются более глубоководными черными аргиллитами, известковистыми аргиллитами и мелом с наннопланктоном и планктонными фораминиферами.

Вдоль побережья Южной Америки нижнемеловые отложения вскрыты скв. 144 на склоне поднятия Демерара (400 км от берега Гвианы) и скв. 356 у восточного фаса плато Сан-Паулу (950 км от берега Бразилии).

На склоне поднятия Демерара нижний мел (поздний апт–альб) представлен довольно мелководными образованиями – чередованием раковинных известняков (обломки пелециипод и гастропод до 5 см), песчанистых мергелей и глин, зеленоватых мергелей. В виде отдельных прослоев присутствуют черные глины с высоким содержанием органического вещества. Мощность около 70 м. В нижней части разреза нередки бентосные фораминиферы и остракоды. В зеленых мергелях позднего альба обычны планктонные фораминиферы и наннопланктон.

У восточного эскарпа плато Сан-Паулу бурением установлен лишь верхний альб – известняки, доломитизированные известняки и артиллиты с планктонными фораминиферами. Скважина 356 расположена у восточной границы зоны соляной диапировой тектоники, а акустический фундамент (вероятно, базальты) находится в нескольких сотнях метров ниже альбских отложений. Поэтому высказывается предположение, что альб подстилается соленосными осадками нижнего мела, недостаточно мощными для образования диапировых структур. Сами же доломитизированные известняки верхнего альба представляют собой конечную стадию формирования хемогенных осадков.

У юго-западного побережья Африки нижнемеловые отложения известны во впадине Кейпа, на Китовом хребте и во впадине Анголы.

Во впадине Кейпа нижний мел начинается мощной толщей (314 м) черных, темно-серых и зеленовато-серых аргиллитов, песчанистых аргиллитов и песчаников с подчиненными прослоями алевролитов. Все разновидности пород содержат обильный органический материал (палиноморфы, обломки древесины до 7 см) и пирит. Некоторые слоечки толщиной до 4 см могут быть названы "сапропелевым углем". Донная фауна отсутствует. Редкий и качественно обедненный наннопланктон определяет возраст отложений как верхний баррем – нижний апт. Выше залегают темно-серые и зеленовато-серые аргиллиты, иногда слабо песчанистые, с известковистыми конкрециями; мощность около 170 м. В нижней части глинистой толщи обнаружены планктонные фораминиферы апта (зона Globigerinelloides maridalensis–Globigerinelloides gottisi); в верхней ее части органические остатки редки и не дают точного определения возраста. В скв. 361 бурение было приостановлено на глубине 1314 м (в толще осадков) в 36 м от акустического фундамента. Очевидно, им являются базальты, поскольку в базальных слоях нижнего мела найдены обломки этих пород.

Иной облик имеют нижнемеловые отложения в северной части Китового хребта (хребет Фрио, скв. 363). В основании находятся пачки калькаренитов (известковых песчаников) и известняков с обломками пелециипод, известковистых водорослей и бентосных фораминифер, что свидетельствует о мелководном

происхождении осадков. Бедный наннопланктон указывает на аптский возраст известняков. Выше следует пачка чередования известняков, глинистых известняков, мягкого мела, известковистых аргиллитов; характерным компонентом этой толщи являются прослои черных аргиллитов с высоким содержанием органического вещества и обильным пиритом (сапропелитовые глины), лишенные бентосной фауны. Известняки и аргиллиты содержат наннопланктон и планктонные фораминиферы (леупольдины, хедбергеллы) апта и альба. Мощность апт-альбских отложений около 300 м.

Бурение скв. 363 было прекращено в 35 м от акустического фундамента. С помощью сейсмопрофилирования эта отражающая поверхность прослежена на несколько первых десятков километров к северу от крутого северного эскарпа хребта Фрио, где покров осадочных пород, определяемый сейсмическими методами, отсутствует. Проводившееся здесь ранее драгирование с корабля "Шарко" принесло глыбы сильно измененных базальтов и обломки известняков с мелководной апт-альбской фауной, причем глубина драгирования и забоя скв. 363 была практически одинаковой (разница около 100 м). Таким образом, вполне вероятно, что в скв. 363 ниже мелководных отложений апта располагаются базальты океанического фундамента.

В бассейне Анголы (скв. 364) к аптскому ярусу относятся серые и зеленовато-серые глинистые известняки с прослоями черных сапропелевых глин; из органических остатков встречаются планктонные фораминиферы и наннопланктон. В основании этой пачки обычны прослои доломитизированных известняков и доломитов, а глины сильно битуминозны. Альбский ярус сложен глинистым мелом и известняками с планктонными фораминиферами, наннопланктоном, редкими раковинами аммонитов и иноцерамов. В верхней части альба среди серых и зеленоватых известняков и мергелей снова появляются многочисленные пласты сапропелитовых глин. Мощность апт-альбских отложений около 400 м.

Скважина 364 бурилась в полосе соляной диапировой тектоники (в 10 км к востоку от края этой полосы). Бурение было приостановлено в нескольких десятках метров от кровли солей, причем засоленность межпоровых вод в базальных слоях апта весьма высока (125%). Геофизические исследования свидетельствуют о большой мощности солей (3 км), разделяющих известняково-глинистую толщу апта и акустический фундамент (вероятно, базальты).

Несколько иное строение имеет нижний мел в соседней скв. 365 - некарбонатные аргиллиты серого и зеленовато-серого цвета со следами роющих организмов, примитивными агглютинированными фораминиферами и чешуей рыб (мощность свыше 250 м). Выше среди аргиллитов появляются прослои черных сапропелитов и известковистых глин с наннопланктоном верхнего альба.

На юге Атлантического океана нижнемеловые отложения установлены на Фолклендском плато. В скв. 330 верхнеюрские отложения с размывом перекрываются пачкой известняков, цеолитовых и сапропелевых глин с бедными комплексами планктонных фораминифер и наннопланктона аптского и альбского возраста. Несколько богаче органическими остатками известковистые глины верхнего альба. В скв. 227 к апту и альбу относятся черные и буроватые цеолитовые глины с обильным органическим материалом, пиритом, растительными и рыбными остатками; в редких прослоях известняков встречаются бедные ассоциации планктонных фораминифер (хедбергеллы), наннопланктон, пелециподы, белемниты. Вверх по разрезу эта пачка замещается известковистыми глинами с наннопланктоном и хедбергеллами позднего альба. Мощность апт-альбских отложений на Фолклендском плато достигает 300 м (правда, из-за бедности фораминифер и наннопланктона граница альба и сеномана определяется здесь лишь приблизительно). Таким образом, среди нижнемеловых отложений выделяются три фациальных типа - известковистые осадки (различные известняки, мел, мергели); глинистые осадки темной окраски (обычно с высоким содержанием органического вещества); терригенные осадки (глины, песчаники, алевролиты, гурбидиты). Последние пользуются ограниченным распространением (Марокканская впадина). Два первых фациальных типа встречаются повсеместно - от Фолклендского плато и впадины Кейпа на юге до Бермудских островов,

Гибралтара и Бискайского залива на севере. Однако возрастная их приуроченность неодинакова. Известковистые осадки тяготеют к неокому (валанжин, готерив), реже встречаясь в апте-альбе (Китовый хребет, район к северу от Островов Зеленого Мыса, Бискайский залив, хребет "J-аномалии"). Фация черных глинистых сланцев характерна для апта-альба, захватывая нередко и верхи неокома (баррем).

Верхний мел

У западной и восточной периферии Атлантического океана верхний мел подстилается отложениями нижнего мела. Переход между осадками этого возраста иногда постепенный (скв. 4, 5, 105, 111, 136, 137, 138, 143, 144, 327, 330, 361, 365, 367, 368, 370, 386, 387, 391, 398, 401, 415, 417, 418), иногда фиксируются перерыв и несогласие (скв. 95, 135, 356, 363, 364, 369, 390, 392, 400).

В направлении Срединно-Атлантического хребта различные горизонты верхнего мела переходят на базальты океанического фундамента (скв. 9, 10, 20, 24, 141, 354, 355). Базальты согласно подстилают осадки верхнего мела также в Карибском море (скв. 146, 150, 151, 152, 153).

Серия скважин (13, 21, 28, 97, 98, 140, 328, 357, 358, 366, 382, 385) не вышла за пределы верхнего мела.

В некоторых скважинах кайнозой отделен от нижнего мела крупным перерывом и отложения верхнего мела отсутствуют (скв. 86, 94, 99, 101, 120, 397, 402, 416).

В пределах восточной области Атлантического океана вдоль континентов Европы и Африки верхнемеловые отложения прослежены от Бискайского залива на севере до впадины Кейпа на юге.

В Бискайском заливе мелководные известняки сеномана тесно связаны с аналогичными породами альба (скв. 401); выше несогласно располагается наннопланктонный мел кампана и маастрихта. Несколько западнее (скв. 400) наннопланктонный мел кампана и маастрихта с размывом залегает на черных битуминозных аргиллитах альба.

Южнее банки Галисия (скв. 398) характер верхнемеловых отложений иной, но стратиграфические соотношения практически сохраняются: темные битуминозные аргиллиты сеномана образуют единую толщу с аналогичными породами апта и альба; выше несогласно залегают известковистые аргиллиты кампана и маастрихта мощностью около 150 м.

Западнее Гибралтарского пролива на абиссальной равнине Хорсшу к верхнему мелу относится маломощная пачка известковистых аргиллитов маастрихта (скв. 135). Ниже располагаются черные битуминозные глины, возраст которых достоверно не известен (альб-низы верхнего мела). Севернее острова Мадейра (скв. 136) верхний мел сложен алевритовыми глинами с пепловым материалом; по наннопланктону установлены сеноман, турон, коньяк и сантон.

В Марокканской впадине (скв. 370) от верхнего мела сохранились лишь аргиллиты и алевролиты сеномана (зона Rotalipora apenninica и, возможно, зона Rotalipora cushmani); выше следует палеоцен. В соседней скв. 416 верхний мел, очевидно, полностью отсутствует. Несогласие, скорее всего, носит региональный характер - на континентальном склоне Марокко (скв. 415) выше мергелей, глин и известняков сеномана с оползневыми структурами располагается толща пелагических глин среднего мела (общая мощность около 400 м), однако кампан и маастрихт не установлены в связи с несогласным залеганием палеоцена.

На континентальном склоне у Испанской Сахары (скв. 369) глинистый мел базальных слоев сеномана (зона Rotalipora apenninica) несогласно перекрыт наннопланктонным мелом с фораминиферами коньяка-сантона, кампана (зона Globotruncana elevata) и маастрихта (зоны Globotruncana gansseri и Abathomphalus mayaroensis); мощность 50 м. На континентальном склоне у мыса Бохадор верхний мел полностью отсутствует.

Абиссальной равнине западнее мыса Бланк свойственны глубоководные осадки верхнего мела, причем их особенности вверх по разрезу меняются

(скв. 137, 138). Выше альба здесь залегают глинистые наннопланктонные илы и мел сеномана (зона Rotalipora evoluta), которые последовательно сменяются: черными глинами верхнего сеномана (зона Rotalipora cushmani); наннопланктонными глинами с кремнями (сеноман-турон); бурыми цеолитовыми глинами со скудными радиоляриями турона-кампана. Мощность верхнего мела около 180 м. В скв. 140 и 141 верхний мел сложен бурыми глинами с агглютинированными фораминиферами.

На склоне поднятия Островов Зеленого Мыса к сеноману и турону принадлежат черные глины, обогащенные органическим веществом; они содержат бедные ассоциации наннопланктона и планктонных фораминифер (скв. 368). Эти отложения постепенно замещаются бурыми цеолитовыми глинами с агглютинированными фораминиферами верхнего мела. Границы с альбом и палеогеном определяются лишь приблизительно; мощность верхнего мела может достигать 400 м.

Сходное строение имеет верхний мел во впадине Островов Зеленого Мыса (скв. 367): сеноман (совместно с альбом и аптом) входит в состав толщи черных битуминозных глин; выше развиты бурые цеолитовые глины с агглютинированными фораминиферами. Мощность верхнего мела порядка 250 м.

На поднятии Сьерра-Леоне скв. 366 вскрыла только нанно-фораминиферовый мел маастрихта (зона Globotruncana gansseri). Более полный разрез верхнего мела установлен восточнее этого поднятия (скв. 13). Самые древние слои представлены серыми и бурыми аргиллитами с прослоями кремней и известняков мощностью 30 м. Бедный наннопланктон и радиолярии свидетельствуют о сантон-кампанском возрасте отложений. Выше следует мощная толща (около 230 м) наннопланктонных илов и глин с прослоями окремненных аргиллитов. Планктонные фораминиферы позволяют выделить кампан (зоны Globotruncana elevata и Globotruncana calcarata) и маастрихт с более бедной микрофауной.

В Ангольской впадине наннопланктонный и глинистый мел верхнего мела мощностью около 300 м несогласно залегает на черных аргиллитах и сапропелитах альба (скв. 364). Сеноман и турон отсутствуют. По планктонным фораминиферам выделяются коньяк (зона Globotruncana renzi) и сантон (зона Globotruncana fornicata); зональное деление кампана и маастрихта базируется на наннопланктоне. Очень сложное геологическое строение установлено в смежной скв. 365. Каньон в нижнемеловой (и более древней) соли выполнен осадками миоцена, которые заключают огромный блок (около 160 м мощностью) сапропелитовых аргиллитов альба и турона (зона Micula staurophora). Таким образом, фация черных глин с высоким содержанием органического вещества в Ангольской впадине охватывает интервал от апта до турона.

В северной части Китового хребта (скв. 363) большая часть верхнего мела отсутствует. Черные сапропелевые аргиллиты альба несогласно перекрыты здесь нанно-фораминиферовым мелом кампана и маастрихта мощностью 105 м. Планктонные фораминиферы наиболее разнообразны в маастрихте (зоны Globotruncana tricarinata и Abathomphalus mayaroensis).

Во впадине Кейпа (скв. 361) к верхнему мелу относится мощная (около 500 м) толща серых, черных и бурых аргиллитов с подчиненными прослоями песчаников и песчанистых глин, известняковыми и пиритовыми стяжениями, параллельной и косой слоистостью, растительными остатками, примитивными агглютинированными фораминиферами. Расчленение этой толщи весьма затруднительно. Лишь в верхней ее части найдены планктонные фораминиферы зоны Globotruncana tricarinata (нижний маастрихт). Возникновение глубоководных мощных песчано-глинистых осадков связано с турбидными потоками, которые перемещали вниз по континентальному склону продукты выноса р. Оранжевой и других рек, стекавших с континента Африки.

Вдоль западной периферии Атлантического океана меловые отложения прослеживаются от Фолклендского плато на юге до Нью-Фаундлендской банки на севере.

На Фолклендском плато (скв. 327, 328, 330) нижний и верхний мел связаны постепенным переходом. К сеноману и нижнему турону принадлежат ар-

гиллиты с бедным наннопланктоном и планктонными фораминиферами (*Hedbergella brittonensis, H. planispira*). В скв. 330 на этих отложениях располагается кайнозой; в скв. 327 – цеолитовые глины, условно относимые к сантону. Кампан и маастрихт представлены наннопланктонными илами с призмами иноцерамов. Наличие кампана доказывается многочисленными крупными *Heterohelix globulosa* и *Globigerinelloides bollii*; в маастрихте развит наннопланктон зоны Nephrolithus frequens и довольно разнообразные планктонные фораминиферы (*Globotruncanella havanensis, Globotruncana arca, Rugoglobigerina rugosa, Globigerinelloides multispina, Schackoina multispinata* и др.). Мощность верхнего мела порядка 100 м.

В Аргентинской впадине скв. 358 не вышла за пределы кампана–маастрихта. Глинистый мел этого возраста характеризуется обедненным наннопланктоном и комплексом планктонных фораминифер зоны Globotruncana tricarinata; мощность 42 м.

Широко развит верхний мел на поднятии Риу-Гранди (скв. 357, 21, 20) и смежном плато Сан-Паулу (скв. 356). В западной части поднятия Риу-Гранди контакт верхнего мела с подстилающими породами не вскрыт (скв. 357). Разрез начинается зеленовато-серыми глинистыми известняками коньяка (зона Globotruncana renzi), сантона (зоны Globotruncana concavata и Globortuncana fornicata) и нижнего кампана (зона Globotruncana elevata). Выше следуют желтоватые и буроватые известняки и мел верхнего кампана (зона Globotruncana calcarata) и маастрихта (зоны Globotruncana tricarinata, Globotruncana gansseri, Abathomphalus mayaroensis). Мощность органогенных карбонатных осадков верхнего мела достигает 300 м. Восточнее в забое скв. 21 находится пласт известняков-ракушечников с хорошо сортированным детритусовым материалом. Они сменяются нанно-фораминиферовым мелом кампана (зоны Globotruncana elevata и Globotruncana calcarata) с обильными обломками раковин и призмами иноцерамов. Заканчивается верхний мел нанно-фораминиферовыми илами и мелом маастрихта (зоны Rugotruncana subcircumnodifer, Globotruncana gansseri, Abathomphalus mayaroensis). Общая мощность 54 м. На самом востоке поднятия (скв. 20) верхний мел переходит на базальты океанического фундамента, будучи представлен нанно-фораминиферовым мелом позднего маастрихта (зона Abathomphalus mayaroensis).

Западнее возвышенности Риу-Гранди на плато Сан-Паулу (скв. 356) встречены более древние горизонты верхнего мела. Пачка серых аргиллитов и черных битуминозных глин турона и коньяка залегает с размывом на альбе, начинаясь пластом глинистых конгломератов; мощность 43 м. Выше следует толща (мощность 245 м) глинистого мела и нанно-фораминиферового мела, в которой различаются почти все фораминиферовые зоны сантона, кампана и маастрихта.

К северу от возвышенности Риу-Гранди в Бразильской впадине (скв. 355) океанические базальты сменяются светло-серыми наннопланктонными илами мощностью 44 м. Они относятся к кампану (зоны Eiffellithus eximius и Broinsonia parca) и позднему кампану-раннему маастрихту (зона Tetralithus trifidus). Основная часть маастрихта отсутствует в связи с несогласным залеганием кайнозоя. Планктонные фораминиферы почти полностью растворены; бентосные фораминиферы (включая Bolivina incrassata Reuss) разнообразны.

На абиссальной равнине Пернамбуко выше базальтов располагается пачка (мощность выше 50 м) аргиллитов со скудными радиоляриями кампана (скв. 24).

В северо-западной части поднятия Сеара (скв. 354) на базальтах океанического фундамента залегают красноватые мергели и глинистые известняки маастрихта (зона Nephrolithus frequens); мощность 36 м.

На поднятии Демерара (скв. 143, 144) отложения нижнего и верхнего мела связаны постепенным переходом. Сеноман, турон, коньяк и сантон представлены черными глинами с высоким содержанием органического вещества; они чередуются с наннопланктонными мергелями, цеолитовыми слабоизвестковистыми глинами и глинистыми известняками. Эти отложения содержат разнообразный наннопланктон, а также планктонные фораминиферы сеномана (зона

Rotalipora evoluta), коньяка (зона Globotruncana renzi), сантона (зоны Globotruncana concavata и Globotruncana fornicata). Следовательно, на поднятии Демерара фация черных битуминозных глин охватывает осадки апта-сантона. На границе с кампаном не исключен небольшой перерыв. Поздний кампан-ранний маастрихт сложены нанно-фораминиферовым глинистым мелом с прослоями известковистых цеолитовых глин. Верхняя часть маастрихта отсутствует в связи с несогласным залеганием кайнозоя. Мощность верхнемеловых отложений составляет 160 м.

В Карибском море верхнемеловые осадки являются наиболее древними; они подстилаются базальтами фундамента (скв. 28, 146, 150, 151, 152, 153).

В центральной части Венесуэльской впадины самый полный разрез верхнего мела вскрыт скв. 146. Выше диабазов располагается пачка наннопланктонных и радиоляриевых известняков, мергелей и аргиллитов с прослоями пеплов и обильными кремнями; встречаются также пласты темных аргиллитов с повышенным содержанием органического вещества. Мощность 130 м. По планктонным фораминиферам эти отложения подразделяются на коньяк (зона Globotruncana schneegansi) и сантон (зоны Globotruncana concavata и Globotruncana fornicata). Кампан (зоны Globotruncana elevata и Globotruncana calcarata) и маастрихт (зоны Globotruncana tricarinata, Globotruncana gansseri, Abathomphalus mayaroensis) сложены наннопланктонным глинистым мелом и мергелями с прослоями радиоляриевых песчаников и стяжениями кремней; мощность 140 м. Выше согласно следуют базальные слои кайнозоя (датский ярус). В скв. 150, находящейся несколько южнее скв. 146, кайнозой отделен от верхнего мела крупным перерывом; от верхнего мела здесь остается (выше диабазов) маломощная пачка мергелей и нанно-фораминиферового мела коньяка и нижнего сантона. На западе Венесуэльской впадины (скв. 153) разрез верхнего мела снова более полный, причем выше базальтов опять располагаются осадки коньякской зоны Globotruncana schneegansi (по мнению некоторых авторов, она охватывает и верхи турона). Однако в толще мергелей и известняков с кремнями верхний сантон и кампан достоверно не указаны. Они либо сокращены в мощности, либо отсутствуют. Несомненно, выпадает из разреза верхний маастрихт (зона Abathomphalus mayaroensis) в связи с несогласным залеганием датского яруса.

С северо-запада Венесуэльская впадина обрамляется хребтом Беата. Скв. 151 вскрыла здесь (над базальтами) маломощную (16 м) пачку известковистых глин, мергелей и брекчий сантонского яруса (зоны Globotruncana concavata и Globotruncana fornicata). Кампан и маастрихт отсутствуют из-за несогласного залегания осадков кайнозоя (датского яруса).

Северо-западнее хребта Беата в Колумбийской впадине (скв. 152) на базальтах располагаются более молодые, кампанские отложения (по сравнению с осадками сантона и коньяка Венесуэльской впадины и хр.Беата). В толще нанно-фораминиферовых мергелей, известняков и мела с прослоями вулканических пеплов и стяжениями кремней четко выделяются все фораминиферовые зоны кампана и маастрихта; мощность 230 м.

В Мексиканском заливе строение верхнемеловых отложений изучено слабо. У северо-восточного уступа Кампече (скв. 95) верхний мел отделен несогласием от подстилающих (альб) и покрывающих (датский ярус) отложений, будучи представлен маломощной пачкой (35 м) светло-серого глинистого нанно-фораминиферового мела сантона (зоны Globotruncana concavata и Globotruncana fornicata) и нижнего кампана (зона Globotruncana elevata). В скв. 86 и 94 верхний мел вообще отсутствует. На востоке залива между известняковыми платформами Флориды и Кампече скв. 97 вскрыла глубоководные осадки сеномана - нанно-фораминиферовые глинистые известняки и мергели со стяжениями кремней; мощность 54 м. Они принадлежат к зонам Rotalipora apenninica и Rotalipora cushmani.

Верхнемеловые отложения вскрыты многими скважинами вдоль континентального склона Северной Америки - на плато Блейк, Багамском и Бермудском поднятиях и окружающих их абиссальных равнинах.

В северо-восточной части плато Блейк разрезы верхнего мела сокращенные. В скв. 390 к кампану (зона Globotruncana calcarata) и маастрихту (зоны Glo-

botruncana tricarinata и Globotruncana gansseri) относятся наннопланктонные илы мощностью 28 м. Они отделены несогласиями от альба и вышележащих илов кайнозоя (датского яруса). В скв. 392 от верхнего мела сохранились только наннопланктонные илы верхнего кампана (зона Globotruncana calcarata), несогласно перекрывающие альб.

Во впадине, отделяющей плато Блейк от Багамского поднятия, выше черных глин альба следуют пестроцветные (бурые, красноватые, зеленые, серые) аргиллиты и алевролиты, почти лишенные органических остатков; мощность не менее 200 м. Условно их помещают в верхний мел (скв. 391).

У южного склона Багамского плато (пролив Провиденс) в забое скв. 98 установлены калькарениты сантона-кампана, состоящие из обломков кораллов, водорослей, морских ежей и рудистов. Это, несомненно, мелководные образования околорифового комплекса. Они сменяются нанно-фораминиферовым мелом кампана (зоны Globotruncana elevata и Globotruncana calcarata), перекрываемого палеоценом. Мощность верхнего мела 160 м.

К юго-востоку от Багамского плато (юг абиссальной равнины Гаттераса) верхнему мелу соответствует пачка нанно- и нанно-фораминиферового мела, мергелей и радиоляриевых аргиллитов (скв. 4, 5). Мощность ее невелика - порядка 50-80 м, но в пределах этой пачки фиксируется сеноман (зона Rotalipora evoluta), турон (зона Praeglobotruncana helvetica), сантон (зона Globotruncana concavata), кампан (зоны Globotruncana elevata и Globotruncana calcarata), нижний маастрихт (зона Rugotruncana subcircumnodifer). Верхний мел связан с альбом, очевидно, постепенным переходом. Отсутствие коньякского яруса объясняется внутренним перерывом.

На западе (скв. 387) и востоке (скв. 386) Бермудского поднятия строение верхнемеловых отложений сходно. Они согласно подстилаются альбом. Сеноман (зоны Rotalipora apenninica и Rotalipora cushmani) сложен черными сапропелевыми глинами. Выше следуют пестроцветные и цеолитовые аргиллиты, в верхней части которых появляются прослои глинистого мела с наннопланктоном маастрихта. Мощность верхнего мела в скв. 386 не менее 200 м. На южной окраине Бермудского поднятия верхний мел сохраняет свои особенности (скв. 417, 418) - черные битуминозные глины сеномана вверх по разрезу замещаются пестроцветными цеолитовыми аргиллитами.

Серией скважин верхнемеловые отложения вскрыты на абиссальной равнине к северо-востоку от Бермудского поднятия. В скв. 384 (хребет "J-аномалии") соотношение с нижним мелом достоверно не установлено. Выше мелководных калькаренитов апта следует 94 м аналогичных пород. Возраст их остается неизвестным, но частично они могут соответствовать верхнему мелу. Калькарениты сменяются наннопланктонным мелом, в котором выделяются все три фораминиферовые зоны маастрихта; мощность 34 м. Своеобразен характер верхнемеловых отложений в полосе подводных гор Нью-Ингленд. В скв. 382 (гора Нешвилль) разрез начинается вулканогенными (базальтовыми) брекчиями, песчаниками и алевролитами; выше они чередуются с цеолитовыми глинами, содержащими бедный наннопланктон коньяка-сантона и далее фораминиферы нижнего кампана (зона Globotruncana elevata). Заканчивается верхний мел цеолитовыми глинами с прослоями глинистых нанно-илов с фораминиферами той же зоны кампана и нижнего маастрихта (зона Globotruncana tricarinata). Мощность более 160 м. В разрезе горы Фогель (скв. 385) верхний мел также начинается вулканогенными брекчиями, которые сменяются глинами, туфовыми глинами и глинистыми наннопланктонными илами с наннопланктоном коньяка и маастрихта. Ближе к Срединно-Атлантическому хребту наннопланктонные мел и глины кампана (зона Globotruncana elevata) переходят на базальты океанического фундамента (скв. 9, 10). В скв. 10 в толще мела прослеживаются также фораминиферовые зоны позднего кампана и маастрихта.

В нижней части континентального склона юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 105) нижний и верхний мел связаны постепенным переходом. Базальные слои сеномана представлены черными битуминозными глинами с фораминиферами зоны Rotalipora apenninica. Выше они переслаиваются с бурыми цеоли-

товыми глинами и постепенно переходят в толщу пестроцветных глин с динофлягеллятами верхнего мела.

На северо-востоке Нью-Фаундлендской банки (скв. 111), обращенной к Лабрадоровому морю, мелководные калькарениты сеномана с *Rotalipora apenninica* и *R. gandolfii* согласно залегают на аналогичных породах альба. Выше с размывом располагаются нанно-фораминиферовые илы и мел, относящиеся к зонам Globotruncana gansseri и Abathomphalus mayaroensis маастрихта. Мощность верхнемеловых отложений не превышает 25 м.

Изложенный материал свидетельствует о большом фациальном разнообразии отложений верхнего мела. Карбонатные осадки представлены широким спектром разновидностей: от мелководных калькаренитов до пелагических нанно- и нанно-фораминиферовых илов, мела и известняков. Обычны радиоляриевые и окремненные известняки. Среди глинистых осадков особое место занимает фация черных глин и аргиллитов с высоким содержанием органического вещества. По возрасту эта фация приурочена главным образом к сеноману и турону, но в некоторых областях Атлантического океана захватывает коньяк и сантон. Вторым характерным фациальным типом глинистых осадков являются цеолитовые и пестроцветные абиссальные глины с радиоляриями и примитивными агглютинированными фораминиферами. Широко развиты также известковистые наннопланктонные глины. В краевых областях океана (впадины Кейпа и Марокканская) развиты глинисто-алевритово-песчаные осадки. Ограниченным распространением пользуется фация вулканогенных брекчий, песчаников и глин.

Палеоген

В пределах акватории Атлантического океана палеогеновые отложения пользуются почти повсеместным распространением, отсутствуя лишь в полосе Срединно-Атлантического хребта.

Соотношение палеогеновых отложений с подстилающими меловыми неодинаково в различных областях Атлантического океана.

Разрезы, в которых наблюдается непрерывный переход от маастрихтского к датскому ярусу, относительно редки – Бразильская впадина (скв. 20, 21), Венесуэльская впадина (скв. 146), Колумбийская впадина (скв. 152), хребет Сеара (скв. 354), плато Сан-Паулу (скв. 356), поднятие Риу-Гранди (скв. 357), Аргентинская впадина (скв. 358), Китовый хребет (скв. 363), Ангольская впадина (скв. 364), поднятие Сьерра-Леоне (скв. 366), хребет "J-аномалии" (скв. 384), подводная гора Фогель (скв. 385), плато Блейк (скв. 390), Биокайский залив (скв. 401). Правда, из-за пропусков при отборе керна не во всех разрезах прослеживается вся серия зон маастрихта и датского яруса.

Чаще палеоген залегает несогласно на различных подразделениях мела (скв. 86, 94, 95, 98, 111, 135, 144, 150, 151, 153, 330, 353, 361, 369, 370, 387, 400, 402, 415, 416, 417, 418).

В некоторых скважинах соотношение мела и палеогена неясно в связи с редким отбором керна или слабой микропалеонтологической характеристикой осадков (скв. 4, 5, 9, 10, 13, 24, 28, 99, 100, 105, 137, 138, 140, 141, 143, 327, 328, 367, 368, 386, 398).

С приближением к полосе Срединно-Атлантического хребта палеоген различными своими горизонтами переходит на базальты океанического фундамента – палеоценом (скв. 112, 117), нижним эоценом (скв. 338, 343), средним эоценом (скв. 19, 336), верхним эоценом (скв. 14, 345, 350), олигоценом (скв. 17, 18, 337, 348).

В редких случаях неоген располагается непосредственно на меловых отложениях и палеоген полностью выпадает из разреза (скв. 2, 101, 120, 136, 382, 392, 397).

Многие скважины не вышли за пределы палеогена (скв. 6, 7, 8, 12, 22, 25, 27, 29, 31, 96, 106, 108, 116, 118, 119, 329, 339, 340, 346, 347, 349, 352, 359, 360, 362, 403, 404, 405, 406).

Самые северные местонахождения палеогена приурочены к Норвежскому и Гренландскому морям (скв. 336, 337, 338, 339, 340, 343, 345, 346, 347, 348, 349, 350, 352), причем многие скважины расположены к северу от Полярного круга.

На Исландско-Фаррерском хребте (скв. 336, 352) выше базальтов залегают серо-зеленоватые и желтоватые глины, песчанистые глины и аргиллиты мощностью 326 м. По наннопланктону установлены средний-верхний эоцен (комплекс с *Reticulofenestra umbilica*), верхний эоцен (комплекс с *Isthmolithus recurvus*) и олигоцен (зоны Sphenolithus distentus и Sphenolithus ciperoensis). Силикофлягелляты подтверждают присутствие нижнего олигоцена (зона Naviculopsis biapiculata) и верхней части олигоцена (зона Naviculopsis lata). Особенно богат наннопланктоном олигоцен в скв. 352, представленный почти чистым наннопланктонным мелом.

В Норвежской впадине базальты покрываются аналогичными желтоватыми и буроватыми глинами и песчанистыми глинами с силикофлягеллятами олигоцена (зона Naviculopsis biapiculata); мощность 66 м (скв. 337).

На плато Воринг (скв.338, 339, 349, 343) выше базальтов залегают глауконитовые пески, песчанистые глины и глины нижнего эоцена (комплекс наннопланктона с Imperiaster obscurus). К среднему эоцену относятся диатомовые глины с прослоями вулканических пеплов (зона Naviculopsis minor по силикофлягеллятам). Верхний эоцен и олигоцен представлены диатомовыми илами и диатомовыми глинами. Расчленение осадков осуществляется с помощью диатомовых, а также силикофлягелляг (зоны Corbisema bimucronata и Dictyocha quadria в верхнем эоцене, зоны Naviculopsis biapiculata и Naviculopsis lata в олигоцене). Мощность палеогеновых отложений в скв. 338 составляет 230 м.

В Лофотенской впадине (скв. 345) к верхнему эоцену и олигоцену принадлежит мощная (около 650 м) толща аргиллитов, песчаников и глин с силикофлягеллятами. Они залегают на базальтах и базальтовых брекчиях.

На севере хребта Ян-Майен (скв. 346, 347, 349) контакт осадочных пород с базальтами скважинами не вскрыт. К эоцену относятся крепкие песчанистые аргиллиты с прослоями песчаников, конгломератов, брекчий и вулканических пеплов В олигоцене преобладают аргиллиты и глины с прослоями диатомовых илов и вулканических пеплов. В скв. 349 мощность палеогена достигает 250 м. На юге этого хребта (скв. 350) базальты покрываются аргиллитами с бентосными фораминиферами и бедным наннопланктоном верхнего эоцена; они сменяются глинами и аргиллитами с олигоценовыми силикофлягеллятами. Мощность палеогена 280 м.

На Исландском плато (скв. 348) к олигоцену отнесена пачка глин и песчанистых глин мощностью около 100 м, залегающих на базальтах. Однако слабая микропалеонтологическая характеристика заставляет считать их возраст весьма условным.

Юго-восточнее Исландии на плато Рокколл (скв. 116, 117) выше базальтов располагаются конгломераты, песчанистые глины и аргиллиты с вулканогенным материалом. Эти осадки содержат моллюски, бентосные фораминиферы, обильные мшанки и наннопланктон зоны Discoaster multiradiatus (верхний палеоцен). К нижнему эоцену принадлежат наннопланктонные глины с кремнями (зоны Marthasterites contortus и Marthasterites tribrachiatus). Средний эоцен отсутствует. Верхний эоцен и олигоцен представлены наннопланктонным мелом; планктонные фораминиферы бедны по систематическому составу, наннопланктон более разнообразен. Мощность палеогена свыше 150 м.

В Бискайском заливе палеоген представлен наннопланктонным и нанно-фораминиферовым мелом, иногда глинистым, с кремнями в среднеэоценовой части разреза (скв. 118, 400, 401, 402). Датский ярус и маастрихт либо связаны постепенным переходом (скв. 401), либо палеоген отделен от мела перерывом: в скв. 400 верхний палеоцен (зона Globorotalia pseudomenardii) перекрывает маастрихт; в скв. 402 средний эоцен располагается на альбе. Разнообразные планктонные фораминиферы позволяют выделить в палеоцене и эоцене всю серию зон. В наиболее полном разрезе мощность палеоцена и эоцена составляет 150 м (скв. 401); в скв. 402, где отсутствуют па-

леоцен и нижний эоцен, она не превышает 50 м. Олигоцен в скв.401 и 402 выпадает из разреза; в скв. 400 он представлен лишь зоной Globorotalia opima.

Южнее банки Галисия (скв. 398) палеоцен развит в полном объеме – толща наннопланктонного мела и глин мощностью 300 м. В эоцене обычны кремни.

Западнее Гибралтарского пролива палеоген пользуется ограниченным распространением. На абиссальной равнине Хорсшу (скв. 135) маастрихт несогласно перекрыт алевролитами нижнего эоцена (зона Marthasterites tribrachiatus), выше которых сразу же следует наннопланктонный мел позднего олигоцена (зона Globigerina ciperoensis). На банке Горринг (скв. 120) и севернее острова Мадейра (скв. 136) палеоген отсутствует.

В Марокканской впадине (скв. 370, 416) палеоцен (зона Globorotalia angulata) с размывом залегает на черных аргиллитах альба–нижнего сеномана. Палеоген сложен чередованием аргиллитов, окремненных аргиллитов, песчаников, алевролитов и глинистого наннопланктонного мела; иногда чередование носит характер турбидитов. Мощность не менее 400 м. Несмотря на эпизодический отбор керна, установлено наличие всех подотделов палеоцена и эоцена. Олигоцен, вероятно, отделен от эоцена перерывом и представлен своей верхней частью (зона Globorotalia opima). Сходный литологический облик отложения палеогена имеют на континентальном склоне Марокко (скв. 415), но здесь доказаны только палеоцен и нижний эоцен, а более высокие горизонты палеогена размыты; мощность 200 м.

На континентальном склоне Испанской Сахары (скв. 369) разрез палеогена сокращенный. Маастрихт несогласно перекрыт белым нанно-фораминиферовым мелом среднего эоцена (зона Globorotalia lehneri), который, в свою очередь, несогласно подстилает глины самой верхней части верхнего эоцена (зона Globigerina gortanii – Globorotalia centralis). Нанно–радиоляриево–диатомовые мергели олигоцена подразделяются на всю серию фораминиферовых зон. Мощность палеогена 204 м. На континентальном склоне у мыса Бохадор палеоген вообще отсутствует.

Абиссальная равнина к северу от Островов Зеленого Мыса (скв. 12, 137, 138, 140, 141, 368) характеризуется глубоководными осадками палеогена – бурые, цеолитовые и окремненные глины со скудными радиоляриями и агглютинированными фораминиферами. Расчленение палеогена здесь связано с большими трудностями, а границы с мелом и неогеном намечаются условно. В скв. 368 мощность палеогена может достигать 200–300 м.

Во впадине Островов Зеленого Мыса (скв. 367) палеоген начинается пестроцветными глинами с агглютинированными фораминиферами (палеоцен). В нижнем и среднем эоцене развиты плотные цеолитовые глины с кремнями и порцелланитами. Верхний эоцен сложен радиоляриево–диатомовыми глинами. Вопрос об олигоцене неясен, поскольку верхний эоцен и средний миоцен отделены интервалом в 50 м, пройденным без отбора керна. Минимальная мощность палеогена 150 м. Микроорганизмы с известковым скелетом почти полностью растворены. По радиоляриям выделяются зона Becoma bidarfensis (верхний палеоцен–нижний эоцен), зоны Phormocyrtis striata и Theocotyle cryptocephala (нижний эоцен), зона Thyrsocyrtis bromia (верхний эоцен).

На поднятии Сьерра–Леоне (скв. 366) к палеогену относится мощная (580 м) толща карбонатных осадков. Нижний палеоцен сложен мергелями; верхний палеоцен и низы нижнего эоцена – мергелями и известняками; верхняя часть нижнего эоцена и средний эоцен – переслаиванием наннопланктонного мела, окремненных известняков и кремней; верхний эоцен и олигоцен – чередованием наннопланктонного мела, мергелей и известковистых глин. Полная серия фораминиферовых (от зоны Globorotalia trinidadensis до зоны Globorotalia kugleri s. str.) и наннопланктонных (от зоны Cruciplacolithus tenuis до зоны Triquetrorhabdulus carinatus) зон указывает, что разрез палеогена на поднятии Сьерра–Леоне непрерывен (от датского яруса до кровли с неогеном). В кровле нижнего эоцена появляются радиолярии (зона Theocotyle cryptocephala) и выше установлены почти все зоны среднего и верхнего эоцена и олигоцена. Осадконакопление на границе мела и палеогена было, очевидно, непрерывным. К со-

жалению, датский ярус (зона Globorotalia trinidadensis) и маастрихт (зона Globotruncana gansseri) отделены интервалом в 19 м, где отбор керна не проводился по техническим причинам.

На равнине к востоку от поднятия Сьерра-Леоне скв. 13 вскрыла наннорадиоляриевые илы среднего эоцена, несогласно перекрываемые нижним миоценом.

В Ангольской впадине (скв. 364) палеоцен и маастрихт связаны постепенным переходом. Палеоцен, нижний и средний эоцен сложены монотонным наннопланктонным мелом (77-95% наннопланктона). В верхнем эоцене и олигоцене развиты глинистые наннопланктонные илы и глины с прослоями радиоляриевых глин. Мощность 230 м. Редкий отбор керна позволил выделить датский ярус (базальные слои с *Globigerina eugubina* и *G. sabina* и зона Globorotalia trinidadensis), верхний палеоцен (зона Globorotalia velascoensis), нижний эоцен (зона Globorotalia formosa) и средний эоцен (зона Discoaster tani nodifer).

На северном склоне Китового хребта (скв. 363) датский ярус также согласно залегает на маастрихте. Весь палеоген представлен однообразной толщей нанно-фораминиферового мела мощностью 285 м. Интересно, что кремни, столь характерные для нижнего и среднего эоцена Северной Атлантики, здесь отсутствуют. Хотя отбор керна не отличался детальностью, можно говорить о наличии датского яруса (зона Globorotalia trinidadensis), нижнего палеоцена (зона Globorotalia angulata), верхнего палеоцена (зона Globorotalia velascoensis), нижнего эоцена (зоны Globorotalia aragonensis и Globorotalia palmerae), среднего эоцена (зона Orbulinoides beckmanni), верхнего эоцена (зона Globigerina gortanii – Globorotalia centralis), олигоцена (все зоны, за исключением зоны Globigerina ciperoensis).

На южном склоне Китового хребта скв. 362 вошла в осадки самой верхней части нижнего эоцена (зона Globorotalia palmerae). Однако наннопланктонный мел, глинистые известняки и мергели среднего и верхнего эоцена и олигоцена достигают значительной мощности (291 м). Зональное расчленение палеогена обеспечивается наннопланктоном и планктонными фораминиферами. Но видовой состав их заметно менее разнообразен, чем в скв. 363 на противоположном склоне хребта, приближаясь к новозеландскому. Таким образом, уже в палеогеновое время Китовый хребет играл роль барьера, разделявшего субтропические и умеренные воды Южной Атлантики.

В юго-западной части Китового хребта скв. 359 вскрыла спекшиеся туфы с кристаллами санидина, имеющие, очевидно, субаэральное происхождение. Они покрываются вулканогенными глинами с прослоями пемзы, мелководными бентосны фораминиферами, единичными кораллами, мшанками, пелециподами и гастроподами. Выше следуют нанно-фораминиферовые илы верхнего эоцена (зона Globigerapsis semiinvoluta), срезаемые средним миоценом. Мощность палеогеновых образований 70 м. Формирование осадков происходило на поверхности палеогенового вулкана, постепенно погружавшегося от шельфовых глубин до современных (1655 м).

Во впадине Кейпа (скв. 360, 361) палеоген отделен от маастрихта перерывом (отсутствует нижний палеоцен). Отложения этого возраста представлены глинистым наннопланктонным мелом, переходящим в известковистые глины; в палеоцене глины слабокарбонатные. Мощности палеогена значительны: в скв. 360 – 423 м, причем скважина не вышла из среднего эоцена; в скв. 361 – 310 м, при отсутствии олигоцена. Расчленение палеогена в этих широтах прекрасно осуществляется с помощью наннопланктона. Установлен верхний палеоцен (зона Discoaster multiradiatus), нижний эоцен (зоны Discoaster binodosus, Marthasterites tribrachiatus, Discoaster lodoensis), средний эоцен (зоны Discoaster sublodoensis, Nannotetrina fulgens, Reticulofenestra umbilica), верхний эоцен (зоны Chiasmolithus oamaruensis, Isthmolithus recurvus), олигоцен (зоны Ericsonia subdisticha, Helicopontosphaera reticulata, Sphenolithus predistentus). На некоторых стратиграфических уровнях обильны планктонные фораминиферы – верхний эоцен (зона Globorotalia cocoaensis), олигоцен (зоны Globigerina ampliapertura и Globorotalia opima).

В пределах Фолклендского плато литологический облик палеогеновых отложений и их стратиграфическая полнота изменчивы. В скв. 329 палеоген представлен наннопланктонным мелом мощностью 85 м. Внутренний перерыв отделяет палеоцен (зоны Globorotalia pseudomenardii и Globorotalia velascoensis) и нижний эоцен (зона Globorotalia subbotinae) от олигоцена (зоны Globigerina tapuriensis – Globigerina ampliapertura и зона Globorotalia opima). В скв. 327 цеолитовые глины и кремнистые илы палеоцена и нижнего эоцена, очевидно, согласно залегают на маастрихте, срезаясь плейстоценом; мощность их около 80 м. В скв. 330 сеноман несогласно покрывается маломощной пачкой (10–15 м) диатомовых глин олигоцена. Восточнее Фолклендского плато (скв. 328) палеоген представлен глубоководными отложениями – цеолитовыми глинами и аргиллитами с примитивными агглютинированными фораминиферами мощностью 261 м. Однако не исключено, что эта толща охватывает и верхнюю часть мела. На глинах с размывом залегают кремнистые илы и цеолитовые глины с диатомовыми и силикофлягеллятами олигоцена; мощность 25 м.

Прекрасно развиты палеогеновые отложения на плато Сан-Паулу, поднятии Риу-Гранди и смежных районах Атлантического океана.

На плато Сан-Паулу (скв. 356) наннопланктонный и нанно-фораминиферовый мел палеоцена согласно сменяет отложения маастрихта. Четко выражены все зоны датского яруса – Globigerina eugubina, Globigerina pseudobulloides, Globorotalia trinidadensis. Нижний и средний эоцен представлены мелом и окремненными известняками. Разрез заканчивается зоной Globorotalia lehneri среднего эоцена; выше с размывом залегает нижний миоцен. Мощность палеогена 327 м.

В пределах поднятия Риу-Гранди (скв. 21, 22, 357) осадконакопление на границе мела и палеогена также было непрерывно. Весь палеоген сложен монотонными нанно-фораминиферовыми известняками и мелом мощностью до 325 м (в скв. 357). Зоны по планктонным фораминиферам и наннопланктону указывают на присутствие всех подотделов палеоцена, эоцена и олигоцена.

Большой стратиграфической полнотой отличаются разрезы палеогена на юге Бразильской впадины, находящейся к северу от поднятия Риу-Гранди (скв. 14, 19, 20). В скв. 20 маастрихт и палеоцен (датский ярус) связаны постепенным переходом. Палеоцен и эоцен сложены наннопланктонным мелом, в олигоцене развиты бурые наннопланктонные мергели и глинистые известняки. Хотя мощность палеогена в этом разрезе составляет всего лишь около 70 м, зональная стратиграфия по фораминиферам и наннопланктону свидетельствует о практической непрерывности отложений. Восточнее базальные слои палеогена залегают на базальтах: в скв. 19 – зона Hantkenina aragonensis (средний эоцен), а еще ближе к срединному хребту в скв. 14 – зона Globorotalia centoazulensis (верхний эоцен). В скв. 19 средний и верхний эоцен и большая часть олигоцена представлены белым наннопланктонным мелом; только в верхнем олигоцене (зоны Globorotalia opima и Globigerina ciperoensis) появляются бурые известковистые глины и глинистый мел. В скв. 14 весь верхний эоцен и олигоцен сложены белым наннопланктонным мелом.

К востоку от Срединно-Атлантического хребта палеоген также располагается на базальтах – сначала самой своей верхней частью (олигоцен, зона Globigerina ciperoensis в скв. 18), а затем более древними слоями олигоцена (зона Globigerina sellii в скв. 17). Представлен олигоцен белым наннопланктонным мелом.

В Аргентинской впадине к югу от поднятия Риу-Гранди (скв. 358) к палеогену относятся более глубоководные осадки, связанные постепенным переходом с маастрихтом. Палеоцен (включая датский ярус) сложен глинистым наннопланктонным мелом, в эоцене и олигоцене развиты аргиллиты и радиоляриевые аргиллиты. Мощность палеогена достаточно велика – около 450 м.

Аналогичные глубоководные бурые цеолитовые аргиллиты и глины и радиоляриевые глины распространены на севере Бразильской впадины (скв. 355); мощность 235 м. Палеоцен отделен от маастрихта размывом. Радиолярии указывают на присутствие нижнего эоцена (зоны Buryella clinata и Phormocyr-

tis striata) и среднего эоцена (зоны Theocampe mongolfieri и Podocyrtis mitra). Верхний эоцен и почти весь олигоцен из разреза выпадают. Присутствует лишь самая верхняя зона олигоцена Globigerina ciperoensis (по фораминиферам).

На склоне Северо-Бразильского хребта скв. 25 вскрыла детритусовые и водорослевые известняки, довольно условно отнесенные к олигоцену-нижнему миоцену.

Палеогеновые отложения хребта Сеара (скв. 354) начинаются датским ярусом, согласно залегающим на маастрихте. Палеоцен, нижний, средний и верхний эоцен состоят из глинистого нанно-фораминиферового и наннопланктонного мела, в олигоцене чередуются наннопланктонный мел и нанно-диатомовые илы. Мощность около 350 м. Зональное расчленение основывается на наннопланктоне и фораминиферах.

В центральной части поднятия Демерара (скв. 144) палеоцен (зона Globorotalia pseudomenardii) с четким несогласием располагается на породах нижнего маастрихта. Базальные слои содержат переотложенную датскую микрофауну (зоны Globorotalia trinidadensis и Acarinina uncinata). Из-за пропуска при отборе керна вышележащие слои соответствуют уже среднему эоцену (зоны Orbulinoides beckmanni и Truncorotaloides rohri). Они несогласно покрываются осадками олигоцена (зоны Globigerina tapuriensis, Globigerina sellii, Globigerina ampliapertura). Небольшая мощность палеогена (100 м) косвенно подтверждает его неполноту и внутренние перерывы.

У северного края абиссальной равнины Демерара скв. 27 вскрыла глубоководные зеленовато-серые известковистые глины, бурые цеолитовые глины и радиоляриевые глины с наннопланктоном (зона Discoaster tani nodifer) и радиоляриями (зона Podocyrtis mitra) среднего эоцена. Интересно отметить, что по литологической и палеонтологической характеристике эти осадки близко напоминают Океаническую формацию, обнажающуюся на соседнем острове Барбадос.

Аналогичные бурые глины и окремненные аргиллиты среднего эоцена с радиоляриями и наннопланктоном встречены на абиссальной равнине Нейрес к северо-востоку от Пуэрто-Рико (скв. 28).

Сложно построен палеоген Карибского моря (скв. 29, 31, 146, 149, 150, 151, 152, 153).

В центральной части Венесуэльской впадины (скв. 29, 146, 149) глинистые нанно-фораминиферовые илы, наннопланктонные глины и кремнистые глины палеоцена (включая датский ярус) согласно залегают на маастрихте. Сходные осадки развиты в нижнем эоцене. Средний-верхний эоцен и олигоцен представлены радиоляриевыми глинами. Мощность палеогена 240 м. Разнообразные радиолярии, наннопланктон и планктонные фораминиферы позволяют детально расчленить осадки палеогена и сравнить зональные шкалы по этим группам микроорганизмов. Ближе к южному борту впадины нанно-фораминиферовый мел с кремнями и вулканическим пеплом, относящийся к палеоцену и нижнему эоцену, с размывом залегает на сантоне и, в свою очередь, срезается миоценом. В западной части Венесуэльской впадины (скв. 153) к палеогену принадлежит толща нанно-фораминиферового мела и известняков с кремнями мощностью 200 м. Редкий отбор керна позволяет лишь говорить о наличии датского яруса (зона Globigerina eugubina), нижнего палеоцена (зона Globorotalia angulata), нижнего эоцена (зона Globorotalia formosa) и олигоцена (зоны Globigerina ampliapertura и Globorotalia kugleri s. str.).

У западного края Венесуэльской впадины на хребте Беата (скв. 31, 151) разрез палеогена неполный: глины и глинистый наннопланктонный мел палеоцена (зоны Globorotalia trinidadensis, Acarinina uncinata, Globorotalia angulata) несогласно залегают на сантоне и с размывом же покрываются аналогичными осадками олигоцена (зоны Globorotalia opima и Globigerina ciperoensis). Мощность палеогена 55 м.

В Колумбийской впадине (скв. 152) датский ярус (зона Globigerina eugubina) залегает согласно на маастрихте. Из-за редкого отбора керна в толще нанно-фораминиферового мела установлен нижний палеоцен (зона Globorotalia

angulata), верхний палеоцен (зона Globorotalia velascoensis) и нижний эоцен (зона Globorotalia subbotinae). Мощность палеогена остается неизвестной.

В Мексиканском заливе палеоген вскрыт скв. 86, 94, 95, 96 у подводного уступа Кампече и во Флоридском проливе (скв. 97). Повсеместно палеоген отделен перерывом от верхнего мела: датский ярус (зона Globorotalia trinidadensis) залегает с размывом на альбе (скв. 94), альб-сеномане (скв. 86), кампане (скв. 95); в скв. 97 сеноман перекрыт верхним эоценом (зона Globorotalia cocoaensis). Палеоген представлен однообразными нанно-фораминиферовыми илами и мелом, разрезы его неполные, с рядом внутренних перерывов. В скв. 86 палеоцен состоит лишь из зон Globorotalia trinidadensis и Globorotalia pseudomenardii, разделенных перерывом; нижний и средний эоцен отсутствуют, как и верхняя часть олигоцена. В скв. 94 из разреза выпадает большая часть среднего эоцена, в скв. 95 – низы нижнего эоцена и верхняя часть среднего эоцена. Максимальная мощность палеогена достигает 360 м (скв. 95), минимальная опускается до 100 м (скв. 97).

Весьма разнообразны особенности палеогеновых отложений в северо-западной части Атлантического океана – от Флориды до Лабрадорова моря.

В южной части Багамского плато (скв. 98) палеоген состоит из однообразных нанно-фораминиферовых илов и мела мощностью свыше 140 м. Интервал в 35 м без отбора керна отделяет верхний палеоцен (зона Globorotalia velascoensis) от известняков кампана. Выше по планктонным фораминиферам устанавливаются многие зоны всех подотделов эоцена и олигоцена. На плато Блейк (скв. 390) датский ярус (зона Globorotalia pseudobulloides) связан, очевидно, с маастрихтом постепенным переходом. Толща нанно- и нанно-фораминиферовых илов и мела мощностью 111 м подразделена на фораминиферовые зоны палеоцена, нижнего и среднего эоцена; для нижнего и среднего эоцена обычны кремни. Зона Globorotalia lehneri (средний эоцен) непосредственно покрывается четвертичными осадками. В ряде мест на плато Блейк-Багама палеоген отсутствует (скв. 101, 391, 392).

На западном (скв. 6, 7, 387), восточном (скв. 386) и южном (скв. 417, 418) склонах Бермудского поднятия палеоген представлен глубоководными осадками – наннопланктонными мергелями, кремнистыми и радиоляриевыми аргиллитами и глинами. Иногда отложения приобретают характер турбидитов. Верхнему эоцену и олигоцену в скв. 386 свойствен вулканогенный материал. Мощности палеогена в скв. 386 и 387 превышают 400 м. Планктонные фораминиферы встречаются на отдельных уровнях (нижний эоцен, олигоцен). Зональное расчленение осуществляется с помощью радиолярий и наннопланктона. Установлены все подотделы палеоцена и эоцена и олигоцен. В скв. 386 на границе среднего и верхнего эоцена и внутри олигоцена отмечены местные размывы. Палеоцен залегает на маастрихте (скв. 386, 387), но характер контакта точно не определен (во всяком случае, если имеется перерыв, он невелик по продолжительности). Более вероятен перерыв на юге поднятия (скв. 417), где палеоцен, очевидно, отсутствует. В палеогене здесь доминируют бурые цеолитовые глины и радиоляриевые илы.

На абиссальных равнинах к северо-западу и северо-востоку от Бермудского поднятия (скв. 8, 9, 10, 384, 385) к палеогену относятся бурые, цеолитовые и окремненные глины, радиоляриевые илы и глины; в основании разреза иногда развиты глинистые наннопланктонные илы. Скудость органических остатков и эпизодический отбор керна не позволяют оценить стратиграфическую полноту разрезов. Более мелководны осадки палеогена на хребте " J-аномалии" – глинистый наннопланктонный мел и илы с кремнями (скв. 384). Датский ярус (зона Globorotalia pseudobulloides) согласно залегает на маастрихте. Серия фораминиферовых зон указывает на присутствие палеоцена, нижнего и среднего эоцена; более высокие слои палеогена, очевидно, размыты. Мощность не превышает 150 м.

У подножия континентального склона к юго-востоку от Нью-Йорка (скв. 105, 106) палеоген сложен пестроцветными, бурыми, цеолитовыми и окремненными глинами. Его границы с мелом и неогеном намечаются приблизитель-

но. В верхней части континентального склона скв. 108 вскрыла окремненный нанно-фораминиферовый мел среднего эоцена (зоны Globigerapsis kugleri, Globorotalia lehneri, Orbulinoides beckmanni).

На Нью-Фаундлендской банке (скв. 111) к палеогену принадлежат цеолитовые и окремненные глины с прослоями наннопланктонного мергеля; мощность 35 м. Эта пачка с размывом залегает на маастрихте и в основании содержит фораминиферы зоны Globorotalia formosa (нижний эоцен). Выше появляется наннопланктон среднего эоцена. Отложения этого возраста несогласно срезаются миоценом.

В Лабрадоровом море (скв. 112) выше базальтов располагается толща отложений палеогена мощностью около 420 м. К палеоцену и эоцену относятся наннопланктонные мергели; в олигоцене они замещаются алевритами и глинами с диатомовыми, радиоляриями и спикулами губок. Зональное расчленение палеогена этой умеренной области базируется на наннопланктоне.

В палеогене мы встречаемся с теми же карбонатными и глинистыми фациями отложений, что и в верхнем мелу, но фация черных глин, обогащенных органическим материалом, полностью отсутствует. Вулканогенно-осадочные образования занимают ограниченные площади и, как правило, приурочены к базальным частям разрезов. Специфическую фацию составляют песчанисто-глинистые осадки Норвежского моря с обильными кремневыми микроорганизмами (диатомовые, силикофлягелляты, радиолярии) при почти полном отсутствии известкового планктона.

Неогеновые и четвертичные отложения

Неоген-четвертичные отложения развиты в пределах всей акватории Атлантического океана.

В полосе Срединно-Атлантического хребта они залегают на базальтах океанического фундамента, начинаясь нижним миоценом (скв. 15), средним миоценом (скв. 11, 396), верхним миоценом (скв. 16, 334, 335), нерасчлененным миоценом (скв. 342, 373), плиоценом (скв. 114, 332, 333, 395).

С удалением от Срединно-Атлантического хребта неоген подстилается более древними осадками. В целом ряде разрезов переход от олигоцена к миоцену непрерывный (скв. 14, 17, 18, 22, 31, 94, 98, 119, 135, 146, 149, 151, 153, 338, 345, 348, 354, 355, 357, 360, 362, 363, 366, 369, 398, 406, 416). Однако в еще большем количестве разрезов неоген с размывом перекрывает палеоген (скв. 13, 20, 21, 29, 86, 95, 96, 97, 111, 112, 118, 140, 141, 150, 327, 328, 330, 336, 339, 340, 343, 350, 356, 359, 364, 385, 387, 391, 402, 403, 404, 405, 415) или даже мел (скв. 2, 101, 120, 136, 382, 397). В глубоководных осадках с бедной микрофауной и флорой или в случае редкого отбора керна характер контакта неогена с подстилающими осадками остается неясным (скв. 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 19, 25, 27, 28, 99, 100, 105, 106, 108, 116, 117, 137, 138, 152, 329, 352, 337, 346, 347, 358, 367, 368, 370, 384, 386, 400, 401, 417, 418).

Многие скважины не вышли за пределы неоген-четвертичных отложений (скв. 1, 3, 23, 26, 30, 85, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 102, 103, 104, 107, 113, 115, 121, 122, 123, 124, 125, 126, 129, 130, 131, 132, 133, 134, 139, 142, 147, 148, 154, 326, 331, 341, 353, 365, 371, 372, 374, 375, 376, 377, 378, 379, 380, 381, 383, 388, 389, 393, 394, 399).

В редких случаях неоген полностью уничтожен размывом и четвертичные образования залегают на осадках мела (скв. 392) или палеогена (скв. 144, 361, 390).

В Гренландском море (скв. 344) к плейстоцену, плиоцену и, возможно, верхнему миоцену относятся аргиллиты, песчаники и песчанистые глины гляциально-морского происхождения мощностью 377 м. Встречается бедный наннопланктон, бентосные и планктонные фораминиферы (*Globigerina pachyderma,*

G. atlantica, G. bulloides, G. quinqueloba, G. decoraperta, G. apertura). Кремневый планктон практически отсутствует. Осадки располагаются на диабазах, габбро-диабазах и габбро, которые следует оценивать как силл или интрузию.

На плато Воринг неогеновые отложения подстилаются олигоценом (скв.338, 339); в скв. 340 перерыв отделяет четвертичные осадки от верхнего эоцена, а в скв. 343 - средний миоцен от среднего эоцена. В скв. 342 миоцен располагается на выступе базальтового фундамента. Неоген и плейстоцен представлены диатомовыми илами, диатомовыми глинами и песчанистыми глинами; характерен песчано-гравийный материал ледового разноса в плиоцен-плейстоценовой части разреза. Редки прослои наннопланктонных илов и вулканических пеплов. В скв. 341 мощность осадков верхнего миоцена-плейстоцена достигает 456 м. Основой стратиграфического расчленения неоген-четвертичных отложений является планктон с кремневым скелетом - диатомовые, силикофлягелляты, радиолярии.

В Лофотенской впадине (скв. 345) глины и кремнистые илы нижнего миоцена отделены перерывом от покрывающих гляциально-морских песчанистых глин и органогенных илов (фораминиферы, наннопланктон, радиолярии, диатомовые, силикофлягелляты, динофлягелляты) плиоцена и плейстоцена. Мощность неоген-четвертичных отложений не превышает 100 м.

На севере хребта Ян-Майен (скв. 346) глины и кремнистые илы нижнего и среднего миоцена связаны, очевидно, с олигоценом постепенным переходом, несогласно покрываясь песчанистыми глинами, вулканическими пеплами и кремнистыми илами плио-плейстоцена. Общая мощность не более 70-80 м. В скв. 349 неоген, вероятно, отсутствует и глины, песчанистые глины и вулканические пеплы плейстоцена перекрывают олигоцен. На юге хребта (скв. 350) песчанистые глины с тонкими прослойками нанно-фораминиферовых илов, относящиеся к плейстоцену, плиоцену и среднему миоцену, несогласно залегают на олигоцене; мощность около 70 м.

Прекрасно развиты неоген и плейстоцен на Исландском плато (скв. 348) - мощная толща (446 м) глин, аргиллитов, песчанистых глин, диатомовых илов и наннопланктонных глин; в плейстоцене появляются вулканические пеплы. Различные планктонные микроорганизмы и бентосные фораминиферы позволяют выделить все подотделы миоцена и установить перерыв между верхним миоценом и плиоценом.

В Норвежской впадине (скв. 337) глины, песчанистые глины и наннопланктонные илы плейстоцена и плиоцена (мощность 47 м) отделены интервалом без отбора керна от олигоцена.

К востоку от Исландии на Фарерско-Исландском хребте (скв. 336, 352) миоцен не установлен и глины, песчанистые глины, пески и алевриты плиоцена и плейстоцена залегают на олигоцене; мощность плио-плейстоцена в скв. 336 составляет 169 м.

Южнее Исландии на восточном склоне хребта Рейкьянес (скв. 114) базальты фундамента покрываются глауконитовыми песчанистыми косослоистыми глинами и известковистыми глинами нижнего плиоцена. Выше следуют глины с прослоями наннопланктонных илов верхнего плиоцена и плейстоцена; в них появляется материал ледового разноса. Мощность достигает 620 м. Восточнее хребта Рейкьянес в четвертичных глинах, песках и алевритах хорошо выражен вулканический материал; мощность 227 м (скв. 115).

На плато Рокколл (скв. 116, 117) весь неоген и плейстоцен сложены нанно-фораминиферовыми илами с радиоляриями, причем в скв. 116 мощность достигает 700 м. Переход от олигоцена к миоцену, очевидно, постепенный. Хорошо выделяются зоны по наннопланктону. Видовой состав планктонных фораминифер обедненный, но позволяющий установить ряд зон нижнего (Globigerinita dissimilis, Globigerinita stainforthi, Globigerinatella insueta, Praeorbulina glomerosa) и среднего (Orbulina suturalis – Globorotalia peripheroronda, Globorotalia peripheroacuta, Globigerina nepenthes – Globorotalia siakensis) миоцена. Более скудны фораминиферы в верхнем миоцене и плейстоцене.

В Бискайском заливе литологический облик неогена и плейстоцена, равно как и соотношения с подстилающими отложениями, неодинаковы в разных рай-

онах залива. В скв. 119 и 400 неоген и плейстоцен представлены нанно-фораминиферовыми илами, мелом и глинами; мощность в скв. 119 около 300 м. Нижний миоцен залегает согласно (или почти согласно) на олигоцене. В скв. 400 прослеживается почти вся серия фораминиферовых зон неогена и плейстоцена. В скв. 118 к неогену и плейстоцену относится мощная толща (690 м) песчано-глинисто-известковых турбидитов, несогласно перекрывающих средний эоцен. Радиолярии, наннопланктон и планктонные фораминиферы указывают на присутствие всех подотделов миоцена, плиоцена и плейстоцена.

Прекрасный разрез неогена и плейстоцена мощностью 500 м вскрыт скв. 398 южнее банки Галисия. Соотношение с олигоценом близко к нормальному. В нижнем миоцене развиты нанно-фораминиферово-диатомовые илы; в среднем миоцене - глинистые нанно-фораминиферовые илы и мел; выше следуют белые нанно-фораминиферовые илы. Обилие микрофауны и флоры обеспечивает детальное зональное расчленение разреза по разным группам микроорганизмов.

В Средиземном море основная масса скважин вскрыла плиоцен-четвертичные отложения, расположенные над эвапоритовой толщей мессинского яруса (верхний миоцен). Однако на некоторых поднятиях пройдены и более древние, доэвапоритовые образования миоцена. Для расчленения неогена используется фораминиферовая шкала, несколько отличная от океанической.

На поднятии Менорка (скв. 372) нижний и средний миоцен представлен мергелями и известковистыми глинами с фораминиферами зон Globigerinita dissimilis – Globigerinoides altiaperturus, Globigerinoides trilobus, Praeorbulina glomerosa (нижний миоцен), Globorotalia peripheroronda, Globorotalia mayeri, Globorotalia menardii (средний миоцен). Выше следуют гипсы, доломитизированные мергели и глины со скудной микрофауной зоны Globorotalia plesiotumida (верхний миоцен). Заканчивается разрез глинами и мергелями плиоцена и плейстоцена. Общая мощность 885 м.

Сходное строение имеют неоген-четвертичные отложения (мощность 821 м) на поднятии Флоренс западнее Кипра (скв. 375, 376). Осадки нижнего и среднего миоцена имеют характер мергельно-глинистых турбидитов и содержат прослои сапропелей. Последние свойственны также плиоцену и плейстоцену. Эвапоритовая формация мессинского яруса состоит из чередования гипса, соли, доломитизированных мергелей, наннопланктонных глин.

В Средиземноморском хребте (скв. 377) к нижнему миоцену относится толща флишеподобного чередования алевролитов, песчаников, аргиллитов; они сменяются мергелями среднего миоцена. Выше несогласно располагается плейстоцен. Подобное соотношение плейстоцена и среднего миоцена наблюдается также в скв. 126.

Мергели с фораминиферами среднего миоцена (зоны Orbulina suturalis–Globorotalia peripheroronda и Globigerina nepenthes–Globorotalia siakensis) в желобе Страбо (скв. 129), скорее всего, представляют блок в более молодых осадках.

Мергели, известковистые и песчанистые глины плиоцена и плейстоцена вскрыты во многих районах Средиземного моря - впадины Альборан (скв. 121), Валенсия (скв. 122), Южно-Балеарская (скв. 371), Тирренская (скв. 373), Критская (скв. 378), поднятия Валенсия (скв. 123), Балеарское (скв. 124), Тирренское (скв. 132), Ионическое море (скв. 125, 374), склон Сардинии (скв. 133, 134), достигая 300-500 м мощности. По фораминиферам плиоцен подразделяется на местные зоны Globorotalia margaritae margaritae, Globorotalia margaritae evoluta, Sphaeroidinellopsis subdehiscens, Globigerinoides obliquus extremus, Globorotalia inflata, хорошо сопоставляемые с зональными подразделениями океанической шкалы. Плиоцен неизменно подстилается эвапоритовой формацией мессинского яруса - чередованием ангидритов, солей, доломитизированных мергелей, известняков и глин со скудной фауной и флорой. В скв. 132 среди отложений мессинского яруса отмечены строматолиты. В скв. 373 плиоцен располагается на базальтах.

Скв. 131 вскрыла 272 м четвертичных терригенных осадков конуса выноса Нила. В скв. 130 мощность четвертичных отложений еще бо́льшая (563 м).

Они представляют собой турбидиты абиссальной равнины, в настоящее время отделенные от конуса выноса Нила поднятой частью Средиземноморского хребта.

Западнее Гибралтарского пролива на банке Горринг (скв. 120) нанно-фораминиферовые илы нижнего миоцена несогласно располагаются на породах альба; также с перерывом они сменяются фораминиферовыми илами плиоцена и плейстоцена. Мощность неогена и плейстоцена 120 м. На абиссальной равнине Хорсшу (скв. 135) олигоцен и неоген связаны постепенным переходом. К неогену и плейстоцену относится толща глубоководных наннопланктонных илов с бедными фораминиферами; мощность 315 м. В разрезе установлены все подотделы миоцена, плиоцен и плейстоцен. Севернее острова Мадейра неоген и плейстоцен представлены аналогичными наннопланктонными илами мощностью 253 м, но нижний миоцен несогласно залегает на породах сантона.

В Марокканской впадине (скв. 370, 416) миоцену соответствует толща глинисто-алевритово-песчаных турбидитов с прослоями наннопланктонных илов; последние преобладают в плиоцене и плейстоцене. Мощность свыше 300 м. Переход от олигоцена к нижнему миоцену здесь постепенный. На континентальном склоне Марокко (скв. 415) между нижним миоценом и нижним эоценом фиксируется перерыв. Глинистые наннопланктонные илы и мел миоцена, плиоцена и плейстоцена достигают 300 м мощности, содержат богатые ассоциации микрофауны и микрофлоры и не имеют сколько-нибудь заметных пробелов в стратиграфической последовательности.

Весьма изменчиво строение неогеновых отложений на континентальном склоне Испанской Сахары против мыса Бохадор. В скв. 369 нанно-фораминиферовые илы неогена мощностью 165 м согласно сменяют верхний олигоцен. Фораминиферовая шкала указывает на постоянство пелагического осадконакопления - отсутствует лишь зона Globigerinatella insueta в нижнем миоцене, зоны Globorotalia miocenica и Globorotalia tosaensis в плиоцене и низы плейстоцена. Но в соседней скв. 397 неоген располагается на аргиллитах готерива. Нижний и средний миоцен представлены турбидитами с вулканогенным материалом, в верхнем миоцене, плиоцене и плейстоцене развиты наннопланктонные илы и мел. Мощность неогена и плейстоцена достигает здесь огромной величины - 1300 м.

У подножия (скв. 140) и в средней части (скв. 130) континентального склона западнее мыса Бланк неоген и плейстоцен также отличаются значительной мощностью (665 м в скв. 139). К нижнему миоцену принадлежат нанно-диатомовые илы; более высокие горизонты миоцена, плиоцен и плейстоцен состоят из наннопланктонных илов и мела, но среди них нередки пачки турбидитов.

На абиссальной равнине к северу от Островов Зеленого Мыса (скв. 12, 137, 138) неоген и плейстоцен входят в состав маломощной толщи бурых и цеолитовых глин. Положение границы с палеогеном неясно, а стратификация осадков этого возраста связана с большими трудностями.

Своеобразно строение неогена на поднятии Островов Зеленого Мыса (скв. 141, 368) - осадки нижней части разреза более глубоководны по сравнению с верхними горизонтами. В базальных слоях нижнего миоцена (скв. 368) глины содержат лишь ядра планктонных фораминифер; выше в известковистых глинах сохранились наиболее резистентные виды; наннопланктонный мел среднего миоцена характеризуется обедненным по видовому составу комплексом фораминифер; в верхнем миоцене, плиоцене и плейстоцене развиты обычные богатые ассоциации фораминифер. В четвертичных отложениях прекрасно выделяются все подзоны: Globorotalia crassaformis viola, Globorotalia crassaformis hessi, Globigerina calida calida, Globigerina bermudezi, Globorotalia fimbriata. Мощность неогена и плейстоцена 230 м. Указанный ход изменения осадков по разрезу связан с положительными тектоническими движениями поднятия Островов Зеленого Мыса. В скв. 141 нормальные комплексы планктонных фораминифер типичны только для плиоцена, т.е. даже в верхнемиоценовое время дно океана находилось лишь немногим выше уровня карбонатной компенсации.

Во впадине Островов Зеленого Мыса (скв. 367) песчано-глинистые турбидиты неогена и плейстоцена мощностью около 250 м залегают, очевидно, несогласно на палеогене (нижний миоцен не установлен).

Великолепный разрез неогеновых и четвертичных отложений приурочен к поднятию Сьерра-Леоне (скв. 366). Нанно- и нанно-фораминиферовые илы и мел мощностью 230 м согласно сменяют олигоцен и демонстрируют почти всю серию фораминиферовых зон с богатыми тропическими ассоциациями видов. В связи с небольшими перерывами из разреза выпадают зоны Praeorbulina glomerosa и Orbulina suturalis–Globorotalia peripheroronda на границе нижнего и среднего миоцена, зоны Sphaeroidinellopsis subdehiscens–Globigerina druryi, Globigerina nepenthes – Globorotalia siakensis, Globorotalia continuosa на границе среднего и верхнего миоцена.

На абиссальной равнине между поднятием Сьерра-Леоне и континентом Африки светло-бурые глины нижнего миоцена с радиоляриями и наннопланктоном несогласно располагаются на среднем эоцене (скв. 13). Они сменяются бурыми цеолитовыми глинами, лишенными органических остатков. Заканчивается разрез бурыми глинами с тонкими прослойками нанно-фораминиферовых илов; в них установлены все фораминиферовые зоны плиоцена (Globorotalia margaritae evoluta, Globorotalia miocenica, Globorotalia tosaensis). Мощность неогена 125 м.

В Ангольской впадине (скв. 364) нижний миоцен (зона Globigerinoides primordius–Globorotalia kugleri) отделен от олигоцена перерывом. К неогену и плейстоцену относится толща радиоляриевых и известковистых глин и наннопланктонных илов мощностью около 150 м. В этих осадках выделены нижний и средний миоцен, плиоцен и плейстоцен. В скв. 365 к неогену принадлежат глубоководные глины с агглютинированными фораминиферами и палинокомплексами: здесь же встречается масса переотложенной палеогеновой и меловой микрофауны и флоры. Глины заполняют каньон среди нижнемеловых солей.

На северном склоне Китового хребта (скв. 363) от позднего кайнозоя сохранилось лишь 40 м нанно-фораминиферовых илов нижнего и среднего миоцена, согласно сменяющих верхний олигоцен. Южный склон этого хребта (скв. 362) демонстрирует полный разрез осадков неогена и плейстоцена мощностью 790 м. Контакт с верхним олигоценом (зона Globigerina ciperoensis) нормальный. Нижний миоцен и низы среднего миоцена сложены нанно- и нанно-фораминиферовым мелом с обычной серией фораминиферовых зон. В верхней части среднего миоцена, верхнем миоцене, плиоцене и плейстоцене развиты диатомово-нанно-фораминиферовые илы. Планктонные фораминиферы обеспечивают зональное расчленение, но видовой состав их становится обедненным за счет влияния антарктических водных масс. В юго-западной части Китового хребта (скв. 359) нанно-фораминиферовые илы верхнего миоцена и нижнего плиоцена (зона Globorotalia margaritae evoluta) несогласно залегают на верхнем эоцене. В свою очередь, они с размывом покрываются плейстоценом (зона Globorotalia truncatulinoides). Мощность около 40 м.

К югу от континента Африки во впадине Кейна (скв. 360) неоген представлен монотонной толщей наннопланктонных илов и мела мощностью 412 м. Они согласно подстилаются олигоценом. Несмотря на эпизодический отбор керна, установлены многие фораминиферовые зоны нижнего, среднего и верхнего миоцена и зона Globorotalia margaritae evoluta нижнего плиоцена. Выше отбора керна вообще не было.

В полосе Срединно-Атлантического хребта неогеновые и четвертичные отложения вскрыты скважинами на всем протяжении этой структуры.

В Южной Атлантике на восточном склоне хребта (скв. 17, 18) переход от олигоцена к миоцену постепенный. Неоген и плейстоцен представлены наннопланктонными илами мощностью до 170 м; иногда илы становятся глинистыми. Отбор керна шел с большими пропусками. Прекрасно прослеживаются фораминиферовые зоны нижнего миоцена. В скв. 17 нижний миоцен с размывом покрывается плиоценом и общая мощность неоген-четвертичных отложений по-

нижается до 52 м. На противоположном склоне хребта ближе к осевой части на базальтах залегает верхний миоцен (зона Globorotalia continuosa, скв. 16), а с удалением от нее – нижний миоцен (зона Globigerinita dissimilis, скв. 15). Неоген и плейстоцен сложены нанно-фораминиферовыми илами мощностью до 175 м (в скв. 16). Разрезы непрерывны, в них наблюдается обычная последовательность фораминиферовых зон.

В районе разлома Вима (скв. 26, 353) скважины не вышли из плейстоцена, вскрыв мощную (до 500 м) толщу песчано-глинисто-алевритовых турбидитов с обломками базальтов. По своему происхождению терригенный материал связан с конусом выноса Амазонки.

Южнее зоны разлома Кейн на западном склоне Срединно-Атлантического хребта базальты покрываются нанно-фораминиферовыми илами плиоцена и плейстоцена мощностью 93 м (скв. 395). На восточном склоне (скв. 396) выше базальтов залегает пласт глин и нанно-фораминиферовых илов (мощностью 4,5 м) с фораминиферами зоны Globorotalia fohsi fohsi (средний миоцен). Выше с размывом располагаются нанно-фораминиферовые илы плиоцена и плейстоцена; мощность 120 м. Осадки содержат много переотложенных фораминифер, представляя собой карбонатные турбидиты.

Севернее разлома на западном склоне Срединно-Атлантического хребта (скв. 11) базальты покрываются наннопланктонными илами среднего миоцена (зона Globorotalia fohsi lobata). Выше следуют аналогичные осадки верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена. Мощность 284 м.

Серией скважин неогеновые и плейстоценовые отложения вскрыты на западном склоне хребта к юго-западу от Азорских островов. В скв. 332 выше базальтов следуют нанно-фораминиферовые илы плиоцена и плейстоцена мощностью 104 м; самые древние слои относятся к зоне Globorotalia miocenica. Аналогичен разрез в соседней скв. 333, где мощность нанно-фораминиферовых илов достигает 222 м. Однако не исключено, что базальные слои имеют здесь несколько более древний возраст (зона Globorotalia margaritae evoluta, нижний плиоцен). Западнее, в скв. 334 базальты сменяются нанно-фораминиферовыми илами верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена мощностью 260 м. Базальные слои относятся к зоне Globorotalia continuosa. Наконец, в самой западной из скважин (скв. 335) над базальтами располагаются нанно-фораминиферовые илы среднего и верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена мощностью 455 м. Базальные слои принадлежат к зоне Globigerina perenthes – Globorotalia siakensis (верхи среднего миоцена).

Вдоль континентов Южной и Северной Америки неогеновые и плейстоценовые отложения вскрыты скважинами на всем протяжении Атлантического океана – от Фолклендского плато до Лабрадорового моря.

На Фолклендском плато позднекайнозойские отложения наиболее полно выражены в скв. 329. Диатомово-наннопланктонный мел нижнего и среднего миоцена отделен от олигоцена перерывом. В верхнем миоцене развиты диатомовые и нанно-диатомовые илы. Плиоцен достоверно не установлен. Плейстоцен сложен кремнистыми илами и песчанистыми глинами. Общая мощность составляет 380 м. Стратиграфическое расчленение осадков базируется на диатомовых, радиоляриях, силикофлягеллятах и отчасти наннопланктоне. Обедненные комплексы планктонных фораминифер встречены в нижнем миоцене, верхнем миоцене (зона Globorotalia acostaensis) и плейстоцене (зона Globorotalia truncatulinoides). В скв. 328 к миоцену, плиоцену и плейстоцену относится маломощная (40 м) пачка кремнистых илов и бурых цеолитовых глин, располагающаяся несогласно на олигоцене, с рядом внутренних перерывов. В скв. 327 и 328 неоген, очевидно, отсутствует и четвертичные диатомовые илы, цеолитовые и диатомовые глины залегают на породах эоцена (скв. 327) или верхнего мела (скв. 330).

На плато Сан-Паулу (скв. 356) разрез неогена сокращенный. Нанно-фораминиферовые илы нижнего миоцена (зоны Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri и Globigerinita dissimilis) несогласно располагаются на среднем эоцене, а выше них следуют аналогичные илы плиоцена (зона Globorotalia miocenica) и плейстоцена.

Сильно изменчиво строение неоген-четвертичных отложений на возвышенности Риу-Гранди. В скв. 357 разрез непрерывен. Нанно-фораминиферовый мел нижнего и среднего миоцена и более мягкие илы верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена имеют мощность 170 м и связаны с олигоценом постепенным переходом. Отсутствие в нижнем и среднем миоцене нескольких фораминиферовых зон явно связано с пропусками в отборе керна. Согласное залегание миоцена и олигоцена наблюдается и в соседней скв. 22. Однако от миоцена здесь сохранились лишь зоны Globigerinoides primordius–Globorotalia kugleri и Globigerinita dissimilis (аквитанский ярус), а выше с размывом следуют наннопланктонные илы верхнего плиоцена (зона Globorotalia tosaensis) и плейстоцена. В скв. 21 весь миоцен уничтожен размывом – в 10 м (керна нет) выше пород среднего эоцена залегают нанно-фораминиферовые илы плиоцена и плейстоцена мощностью 30 м.

В Аргентинской впадине (скв. 358, 331) развиты радиоляриево-наннопланктонные аргиллиты в миоцене и диатомово-радиоляриевые илы в плиоцене и плейстоцене. Мощность их достигает 350 м.

На юге Бразильской впадины (скв. 14) к нижнему миоцену принадлежит десятиметровая пачка бурого глинистого наннопланктонного мела и цеолитовых известковистых глин (зоны Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri, Globigerinita dissimilis – Globigerinita stainforthi, переходные слои от зоны Globigerinatella insueta к зоне Praeorbulina glomerosa). Они согласно подстилаются олигоценом. Более высокие слои неогена в этом районе размыты. В скв. 19 верхний олигоцен сменяется бурыми и красными цеолитовыми глинами (мощность 25 м), в кровле которых найдены четвертичные фораминиферы (зона Globorotalia truncatulinoides). Очевидно, часть глин принадлежит к неогену. В скв. 20 верхний олигоцен непосредственно перекрыт плейстоценом.

На севере Бразильской впадины неогену и плейстоцену соответствует толща глубоководных турбидитов и бурых глин мощностью 170 м. Переход от олигоцена к миоцену постепенный, но большая часть нижнего миоцена из разреза выпадает. Бедные комплексы планктонных фораминифер и наннопланктона свойственны среднему, верхнему миоцену, плиоцену и плейстоцену.

Аналогичные глубоководные турбидиты, глинистые нанно-илы и цеолитовые глины типичны для неогена и плейстоцена абиссальной равнины Пернамбуко (скв. 23, 24). Мощность их превышает 200 м. Планктонные фораминиферы доказывают присутствие нижнего миоцена (зона Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri), верхнего миоцена (зона Globorotalia acostaensis), плиоцена и плейстоцена.

На склоне Северо-Бразильского хребта (скв. 25) неоген и плейстоцен представлены нанно-фораминиферовыми илами мощностью около 60 м. Вопрос о стратиграфической полноте нижне-среднемиоценовой части разреза неясен. В верхнем миоцене, плиоцене и плейстоцене выделяется вся серия фораминиферовых зон.

Абиссальная равнина Сеара (скв. 142) характеризуется развитием глинистых наннопланктонных илов неогена, алевритов, песков и глин позднего плиоцена и плейстоцена; мощность 609 м. Нижний миоцен развит в полном объеме (от наннопланктонной зоны Triquetrorhabdulus carinatus до фораминиферовой зоны Praeorbulina glomerosa). От среднего миоцена сохранилась нижняя часть (в связи с размывом). В верхнем миоцене, плиоцене и плейстоцене наблюдаются почти все фораминиферовые зоны.

На хребте Сеара (скв. 354) контакт олигоцена и миоцена нормальный. Нижний миоцен сложен нанно-фораминиферовым мелом. Выше фиксируется размыв. Средний и верхний миоцен состоит из глинистых наннопланктонных илов, которые в плейстоцене замещаются наннопланктонными глинами. Мощность 400 м.

У северного края абиссальной равнины Демерара (скв. 27) развита мощная толща бурых глин. Ее верхняя часть имеет неогеновый возраст – на глубине 254 м встречены планктонные фораминиферы зоны Globigerinoides primordius –

Globorotalia kugleri (базальные слои миоцена). Однако выше органические остатки в глинах отсутствуют. На глубине 369 м глины содержат верхнеолигоценовый наннопланктон. Аналогичные немые бурые глины, часть которых может принадлежать неогену, установлены при бурении на абиссальной равнине Нейрес (скв. 28).

Достаточно детально изучена стратиграфия позднекайнозойских отложений в Карибском море.

На хребте Эйвис, отделяющем впадину Гренады от Венесуэльской, контакт неогена с более древними образованиями не вскрыт (скв. 30, 148). Разрез начинается верхней частью нижнего миоцена (зона Praeorbulina glomerosa). Отложения этого возраста совместно со средне- и верхнемиоценовыми входят в состав толщи глинистых нанно-фораминиферовых илов. Плиоцен и плейстоцен состоят из нанно-фораминиферовых глин. В плейстоцене отмечены прослои вулканических пеплов (вулканическая активность Малых Антилл). Мощность в скв. 30 составляет 430 м.

Впадина Кариако, расположенная на континентальном шельфе Венесуэлы, выполнена известковистыми глинами плейстоцена и голоцена с высоким содержанием органического вещества; мощность 198 м. По планктонным фораминиферам выделяются подзоны Globorotalia crassaformis hessi, Globigerina calida calida, Globigerina bermudezi, Globorotalia fimbriata.

В центральной части Венесуэльской впадины разрез неогеновых и четвертичных отложений непрерывен (скв. 146/149). Они связаны постепенным переходом с верхним олигоценом и представлены нанно-фораминиферовым мелом и мергелями мощностью 200 м. На основании богатых тропических ассоциаций планктонных фораминифер выделяются почти все зоны миоцена и плиоцена, а также подзоны плейстоцена и голоцена. Южнее нижний миоцен несогласно залегает на среднем (скв. 29) или нижнем (скв. 150) эоцене. Среди осадков здесь преобладают нанно-фораминиферовые глины и цеолитовые глины с вулканическим пеплом, но непрерывность разрезов сохраняется. Мощной (415 м) толщей нанно-фораминиферового мела, мергелей и глин представлен неоген в юго-западной части Венесуэльской впадины (скв. 153), согласно залегающий на верхнем олигоцене. Эпизодический отбор керна позволил тем не менее установить все подотделы миоцена и плиоцен. Аналогичны разрезы неогена и плейстоцена у западной периферии Венесуэльской впадины (хребет Беата), где мощность осадков превышает 300 м (скв. 31, 151). Нанно-фораминиферовые илы и мел с богатейшей микрофауной и флорой подразделены на зоны по различным группам микроорганизмов.

В западной части Колумбийской впадины (скв. 154) разрез начинается вулканогенными песками, алевролитами и глинами верхнего миоцена (зона Globorotalia acostaensis). Выше следуют нанно-фораминиферовые илы и глины верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена с богатейшими комплексами планктонных фораминифер. Мощность 278 м.

В Мексиканском заливе бурение проводилось на равнине Сигсби, у подводного уступа Кампече и во Флоридском заливе.

На севере равнины Сигсби у шельфового уступа скв. 1 вскрыла толщу песчанистых и алевритовых глин плейстоцена мощностью 771 м. Аналогичные осадки плейстоцена пройдены и соседней скв. 92.

В центральной части равнины Сигсби (скв. 90, 91) неоген и плейстоцен сложены песками, глинами, алевролитами, глинистыми нанно-фораминиферовыми илами. Осадки нередко имеют характер турбидитов. Мощность в скв. 91 достигает 900 м. Самые древние слои относятся к зоне Globorotalia peripheroacuta (средний миоцен). Выше наблюдается вся серия фораминиферовых зон среднего и верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена.

В области соляных куполов равнины Сигсби бурением на межкупольных пространствах пройдены пестрые в литологическом отношении толщи наннопланктонных глин и мергелей, песчаников, алевролитов и глин (скв. 3, 87, 88, 89). Максимальная мощность достигает 700 м (скв. 87). Самые древние осадки имеют среднемиоценовый возраст (зона Globorotalia fohsi lobata). Фораминиф-

феровые зоны указывают на непрерывность разрезов. На соляном куполе Челленджер наннопланктонные илы и глины верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена (мощность 135 м) несогласно располагаются на известняках, гипсах и сере юрско-мелового возраста. Последние образуют кепрок соляного штока.

Очень непостоянно строение неогеновых и плейстоценовых отложений вдоль уступа Кампече. Скв. 85 не вышла за пределы плейстоцена, причем мощность глин и алевритов с наннопланктоном и фораминиферами составляет 300 м. В скв. 86 глинистые нанно-фораминиферовые илы мощностью 330 м, охватывающие плиоцен и плейстоцен, несогласно перекрывают олигоцен. В скв. 94 нанно-фораминиферовые илы неогена и плейстоцена (мощность 325 м) связаны с олигоценом постепенным переходом. Однако внутри этой толщи имеются два крупных перерыва, с которыми связано отсутствие среднего и верхнего миоцена, верхнего плиоцена-нижнего плейстоцена. В скв. 95 олигоцен с размывом покрывается нанно-фораминиферовыми илами позднего плейстоцена (подзона Globigerina calida calida) мощностью 50 м; в скв. 96 выше олигоцена следуют глины верхнего плиоцена (зона Globorotalia tosaensis) мощностью 134 м.

Во Флоридском проливе, разделяющем карбонатные платформы Флориды и Кампече-Юкатана, нанно-фораминиферовые илы верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена с крупным перерывом залегают на палеогене; мощность 190 м (скв. 97).

В северо-западном секторе Атлантического океана развиты две фации позднекайнозойских осадков – относительно мелководные карбонатные илы на плато Блейк-Багама и глубоководные глины на абиссальных равнинах вдоль континента Америки.

На плато Блейк наиболее представительным является разрез неоген-четвертичных отложений в скв. 391. Нижний миоцен (зона Globigerinoides primordius – Globorotalia kugleri) с глубоким размывом перекрывает верхний мел. Выше следует мощная толща известковых турбидитов (500 м) нижнего, среднего и верхнего миоцена; тем не менее планктонные фораминиферы позволяют выделить многие зоны этого возраста. Плиоцен отсутствует в связи с несогласным залеганием пелагических глин плейстоцена мощностью 147 м. В скв. 390 и 392 неоген полностью выпадает из разреза: в первом случае средний миоцен покрывается метровым пластом нанно-илов плейстоцена; во втором случае выше кампана следует пачка наннопланктонных глин плейстоцена мощностью 51 м.

Для Внешнего хребта плато Блейк-Багама также типичны карбонатные фации (скв. 102, 103) – фораминиферовые илы, глинистые нанно-фораминиферовые илы мощностью до 660 м. Они охватывают интервал от среднего миоцена до плейстоцена, обнаруживая всю последовательность фораминиферовых зон. В проливе Провиденс контакт верхнего олигоцена и нижнего миоцена согласный. Из-за редкого отбора керна в стометровой пачке нанно-фораминиферовых илов определены лишь некоторые зоны нижнего и верхнего миоцена и плиоцена; несомненно, выпадают из разреза верхи плиоцена и низы плейстоцена.

У подножия плато Блейк-Багама развиты более глубоководные известковистые глины неогена и плейстоцена мощностью до 617 м (скв. 104). В скв. 99 плиоцен (зона Globorotalia margaritae evoluta) несогласно расположен на неокоме, в скв. 101 средний миоцен (зона Globorotalia continuosa) – на породах альба. Самые древние слои неогена вскрыты скв. 104 – зона Orbulina suturalis – Globorotalia peripheroronda среднего миоцена.

В центральной части Бермудского поднятия (скв. 386) неогену и плейстоцену соответствует толща глинистых наннопланктонных илов и цеолитовых глин мощностью 156 м. Бедные комплексы микроорганизмов позволили установить наличие нижнего и верхнего миоцена и плейстоцена. На окружающих абиссальных равнинах неоген и плейстоцен входят в состав толщи бурых цеолитовых глин, радиоляриевых илов и наннопланктонных глин (скв. 6, 7, 8, 9, 10, 387, 417, 418). Стратиграфическое расчленение этих разрезов и оценка их пол-

ноты связаны с большими затруднениями. На подводных горах Нешвилль (скв. 382) и Фогель (скв. 385) глины слабоизвестковистые, с более разнообразным планктоном. Подошва миоцена хорошо отбивается радиоляриевой зоной Calocycletta virginis, причем последняя в скв. 382 перекрывает маастрихт, а в скв. 385 – нижний эоцен. Мощность неоген-четвертичных отложений в скв. 382 составляет 352 м.

В нижней части континентального склона юго-восточнее Нью-Йорка (скв. 106, 388) неоген и плейстоцен представлены глинами, наннопланктонными глинами, алевролитами и крепкими окремненными аргиллитами. В скв. 106 мощность приближается к 1000 м. Начиная с позднего среднего миоцена (зона Sphaeroidinellopsis subdehiscens – Globigerina druryi) в этих осадках прослеживается обычная серия фораминиферовых зон среднего-верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена. У подножия континентального склона неоген и плейстоцен представлены бурыми глинами с бедным наннопланктоном и планктонными фораминиферами (скв. 105).

На Нью-Фаундлендской банке (скв. 111) выше среднего эоцена несогласно залегают нанно-фораминиферовые илы среднего и верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена; мощность 147 м.

В Лабрадоровом море глины и алевролиты среднего миоцена с бедными фораминиферами отделены перерывом от олигоцена. Они несогласно сменяются глинами плиоцена и плейстоцена с обломками ледового разноса. Общая мощность 245 м. В центре Лабрадорова моря развиты плиоцен-четвертичные песчано-глинистые турбидиты мощностью 927 м.

СТРОЕНИЕ ЧЕХЛА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ТИХОМ И АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНАХ

Изложенный выше материал достаточно очевидно показывает, что наличие детальных зональных шкал по различным группам планктонных микроорганизмов позволяет проводить региональные стратиграфические исследования в океанах не на основе так называемой литостратиграфии, а на основе хроностратиграфии. В результате выясняются многие особенности строения осадочного чехла (насколько это позволяет редкая сеть скважин), а геологическая история океанов анализируется в рамках временной шкалы.

За недостатком места мы остановимся только на главных особенностях строения осадочного чехла Тихого и Атлантического океанов и в самой краткой форме.

СООТНОШЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И БАЗАЛЬТОВОГО ФУНДАМЕНТА

В Тихом океане нормальный контакт осадочного чехла с базальтами океанического фундамента (второй слой) вскрыт: с породами верхней юры-нижнего мела – скв. 167; с нижним мелом – скв. 50, 164, 166, 303, 304, 317, 289, 170, 169, 197; с верхним мелом – скв. 61, 163, 165, 171, 192, 313, 315, 66; с палеогеном – скв. 32, 34, 38, 39, 41, 53, 57, 74, 75, 77, 78, 159, 160, 161, 162, 172, 183, 205, 274, 278, 282, 283, 287, 292, 294, 295, 320, 321; с неогеном – скв. 36, 54, 58, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 155, 157, 158, 178, 191, 279, 293, 319. Интрузивный контакт установлен: в скв. 323 – с верхним мелом; в скв. 62, 63, 280, 286 – с палеогеном; в скв. 322 – с неогеном.

В Атлантическом океане нормальный контакт осадочного чехла и базальтов известен: в скв. 100, 105, 367 – с верхней юрой; в скв. 136, 137, 138, 363, 384, 386, 387, 417, 418 – с нижним мелом; в скв. 9, 10, 20, 24, 141, 146, 150, 151, 152, 153, 354, 355, 385 – с верхним мелом; в скв. 14, 17, 18, 19, 336, 338, 343, 345, 348, 350, 337, 112, 117 – с палеогеном; в скв. 11, 15, 16, 114, 332, 333, 334, 335, 342, 373,

395, 396 – с неогеном. Интрузивный контакт установлен: в скв. 118 – с палеогеном, в скв. 23 и 344 – с неогеном.

Нормальный характер контакта между базальтами и осадками подтверждается многими признаками: отсутствием следов контактового метаморфизма; тонкими прослоями осадочных пород внутри базальтов, содержащими подчас органические остатки того же возраста, что и покрывающие осадки; обилием вулканического (туфового и обломочного) материала в базальных слоях осадочного чехла, что приводит при разложении этого материала к возникновению особых глин; текстурными особенностями базальтов (лавовые потоки, пиллоулавы) и т.д. Удивительные примеры "постепенного перехода" мелкозернистых базальтов через вулканогенно-осадочные образования к чистым нанно-фораминиферовым илам верхнего олигоцена и нижнего миоцена наблюдались нами на Каролинском поднятии (скв. 57, 58). Правда, не во всех случаях выход керна из зоны контакта бывает достаточно хорошим, чтобы прийти к однозначному решению вопроса. Но и данные в пользу интрузивного контакта также отсутствуют.

Бурение в осевой части Срединно-Атлантического хребта позволило проникнуть в толщу базальтов на глубину до 100-600 м (скв. 332, 333, 334, 335, 395, 396, 407, 409, 412). В некоторых случаях базальты характеризуются редкими прослоями осадков (скв. 395, 396). В других скважинах (332, 333, 334, 335) роль осадков весьма значительна, быстро уменьшаясь вниз по разрезу. Так, в скв. 332 верхние 300 м фундамента состоят из чередования лав с наннопланктонным мелом и базальтовыми брекчиями, причем два последних типа пород составляют до 70% по мощности; ниже количество осадков резко сокращается, хотя последние тонкие прослои встречены на глубине 544 м от поверхности фундамента (базальты вскрыты на глубину 618 м).

Важным результатом бурения в Срединно-Атлантическом хребте явилось установление факта сходства или большой близости возраста осадков над поверхностью базальтового фундамента и внутри базальтов. Например, в скв. 332А выше базальтов (на глубине 102 м от поверхности дна океана) располагаются нанно-фораминиферовые илы зоны Globorotalia miocenica (плиоцен). На глубине 178 м встречен прослой среди базальтов с микрофауной той же зоны. На глубине 263 м в пласте наннопланктонного мела найдены фораминиферы, типичные для кровли нижележащей зоны Globorotalia margaritae evoluta (плиоцен). Принимая во внимание небольшую продолжительность фораминиферовых зон плиоцена по шкале абсолютного времени, формирование базальтовых толщ второго слоя следует признать весьма быстрым. При допущении непрерывного процесса образования базальтовых пород (с сохранением географической позиции) мощность юрского, мелового и кайнозойского второго слоя составляла бы несколько десятков километров, чего не наблюдается. Нам кажется, что трудно ожидать встретить во втором слое осадочные породы, которые принципиально бы отличались по возрасту от базальных слоев осадочного чехла, какими бы тектоническими и метаморфическими процессами ни объяснять происхождение и развитие второго слоя.

ВОЗРАСТ БАЗАЛЬНЫХ СЛОЕВ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЪЕМ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Возраст базальных слоев и стратиграфический объем чехла осадочных пород в Тихом и Атлантическом океанах закономерно изменяются от краевых частей океанических бассейнов к срединным океаническим хребтам (Восточно-Тихоокеанскому и Срединно-Атлантическому).

В Тихом океане наиболее древние отложения развиты вдоль глубоководных желобов, отделяющих открытый океан от краевых морей Юго-Восточной Азии и Австралии. По направлению к Восточно-Тихоокеанскому хребту (т.е. по направлению к востоку, юго-востоку и югу) на базальтах располагаются отло-

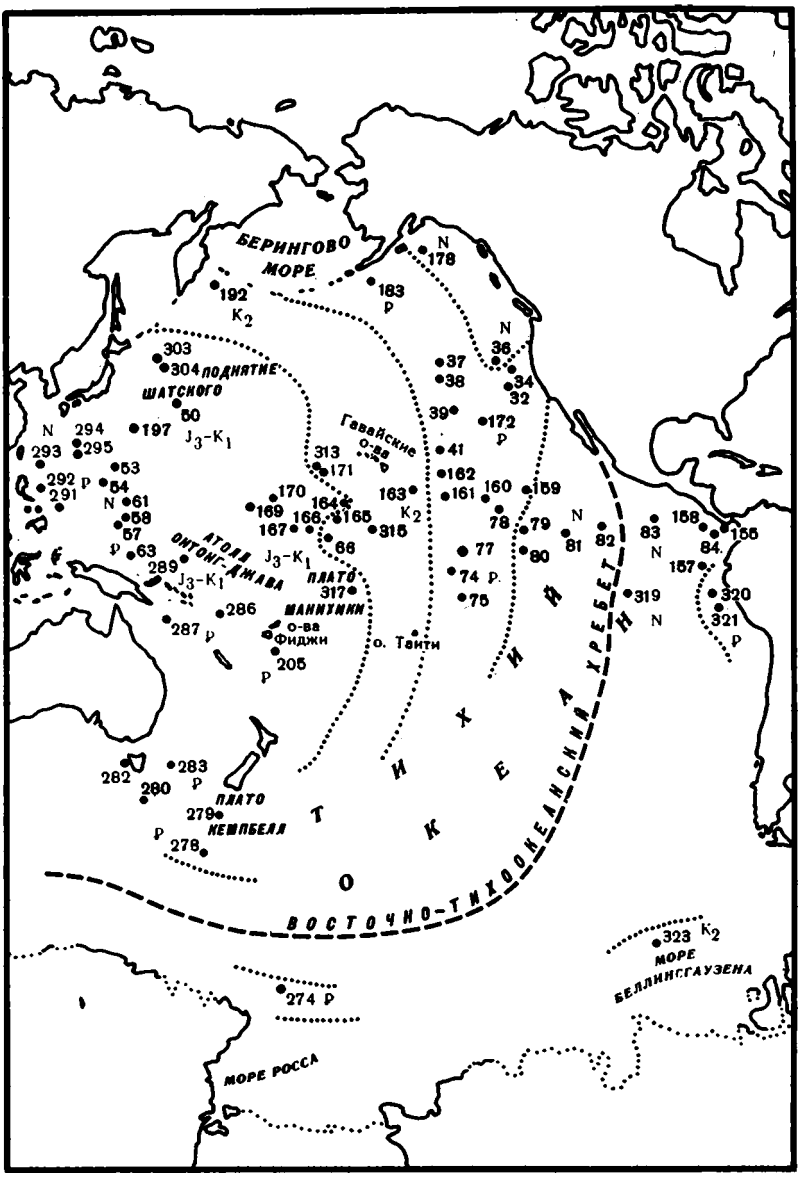


Рис. 13. Возраст базальных слоев чехла осадочных пород в Тихом океане, залегающих непосредственно на базальтовом фундаменте

Показаны только скважины, вскрывшие океанический фундамент

жения все более молодого возраста. Далее порядок обратный – по направлению к континентам Америки и Антарктиды возраст базальных слоев осадочного чехла становится все более и более молодым.

Эта особенность осадочного чехла схематически отражена на рис. 13. Базальные слои с точки зрения их возрастной принадлежности образуют полосы, в общих чертах повторяющие конфигурацию и простирание Восточно-Тихоокеанского срединного хребта. Самая западная (северо-западная) полоса относится к юре – нижнему мелу. Она обрамляется верхнемеловой, палеогеновой, а у самого срединного хребта – неогеновой полосами. К востоку, юго-востоку и югу от срединного хребта прослеживается обратный порядок – неогеновая полоса сменяется палеогеновой (море Росса, плита Наска) и далее верхнемеловой (море Беллинсгаузена).

Предлагаемая карта основана только на данных глубоководного бурения, учитывая возраст осадков, согласно залегающих на базальтах. Геологическая карта Хизена и Форнари (Heezen, Fornari, 1975), т.е. карта возрастной принадлежности базальных слоев осадочного чехла, составлена с учетом также магнитных полосовых аномалий, трансформных разломов, рифтовых зон между смежными плитами, более поздних вулканических местных излияний через аппараты типа кратеров. Естественно, она передает особенности рассматриваемой проблемы с гораздо большими подробностями, но в то же время содержит большую долю абстрактной интерпретации, ибо косвенные геофизические и геологические наблюдения требуют подтверждения прямыми геологическими исследованиями - бурением, а количество скважин на гигантскую акваторию Тихого океана явно недостаточно. На аналогичной основе составлена более схематическая карта возраста базальных слоев осадочного чехла океанов Питмена и др. (Pitman et al., 1974). Можно легко убедиться, что каких-либо принципиальных разногласий эти три карты не имеют.

Изменение возраста базальных слоев осадочного чехла в Тихом океане иллюстрируется также профилем из района абиссальных равнин у поднятия Шатского на юго-восток через Восточно-Тихоокеанский хребет до хребта Наска у побережья Чили (рис. 14).

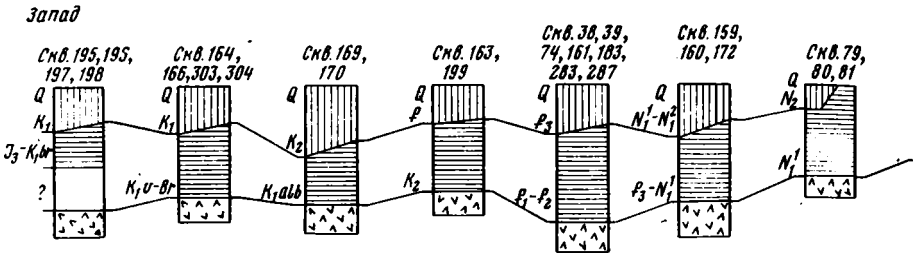
Возраст базальных слоев осадочного чехла краевых морей, находящихся к западу от системы глубоководных желобов по западной периферии Тихого океана, значительно моложе возраста этих слоев к востоку от желобов. В западной части Филиппинского моря базальты покрываются палеоценом и эоценом, редко миоценом; в восточной части и на смежном Каролинском поднятии - олигоценом и нижним миоценом. В Коралловом море выше базальтов следует палеоцен-эоцен, а на востоке Тасманова моря - олигоцен. В центре Тасманова моря (поднятие Лорд-Хау) верхний мел подстилается риолитами, что указывает на образование этой впадины на континентальной платформе австралийского материка. К сожалению, в Японском море скважины не вышли из миоцена и возраст базальных слоев неизвестен.

Естественно, и стратиграфический объем мезозойских и кайнозойских отложений различен в краевых частях Тихого океана и в зоне Восточно-Тихоокеанского срединного хребта. На северо-западе (от абиссальных равнин у поднятия Шатского до поднятия Магеллана) разрезы охватывают осадки верхней юры-плейстоцена; в зоне срединного хребта они ограничены верхним миоценом-плейстоценом; на юго-востоке океана - верхним эоценом-плейстоценом у берегов Чили и верхним мелом-плейстоценом у Антарктиды.

Аналогичные особенности строения осадочного чехла наблюдаются и в Атлантическом океане, но, пожалуй, еще в более четком плане: самые древние осадки развиты у пассивных окраин океана, по направлению к Срединно-Атлантическому хребту возраст базальных слоев постепенно становится все более молодым. Но диапазон этих изменений различен в северной, центральной и южной частях Атлантики (рис. 15).

Северная Атлантика еще слабо изучена. У берегов Гренландии базальные слои имеют палеогеновый (олигоценовый) возраст (скв. 407). Восточнее на базальтах залегает нижний миоцен (скв. 408), а в осевой зоне хребта - верхний плиоцен (скв. 409). На восточном склоне хребта базальты перекрыты осадками нижней части плиоцена (скв. 114) и вдоль континента Европы - палеогеном (олигоценом и эоценом в Норвежском море, палеоценом на плато Рокколл).

В центральной Атлантике у континента Северной Америки базальные слои относятся к верхней юре. По направлению к Срединно-Атлантическому хребту возраст их становится нижнемеловым, верхнемеловым, палеогеновым (скв.112), неогеновым. В осевой зоне хребта на базальтах располагается плейстоцен (скв. 411, 412, 413). Восточнее прослеживаются полосы неогена, нижнего мела и у континента Африки - верхней юры. Базальные слои палеогенового и верхнемелового возраста здесь не вскрыты, но для них остается широкое "окно", где бурение не проводилось.



Р и с. 14. Корреляция сходных по фациальному облику, но различных по возрасту мезозойских и кайнозойских отложений Тихого океана (простирание профиля перпендикулярно Восточно-Тихоокеанскому хребту)

Условные обозначения (для рис. 1 и 16):
1 – базальты океанического фундамента
2 – относительно мелководные отложения
3 – относительно глубоководные отложения

На юге Атлантики у континента Южной Америки контакт с базальтами не вскрыт. Во всяком случае, возраст базальных слоев этой области не моложе нижнего мела. По направлению к Срединно-Атлантическому хребту следуют полосы верхнего мела, палеогена и неогена. Восточнее хребта установлены полосы палеогена и у континента Африки – нижнего мела. Необходимо подчеркнуть, что количество скважин, вскрывших здесь фундамент, невелико (3 скважины), чем и обьясняется отсутствие полос с осадками верхнего мела и неогена.

Указанные изменения возраста базальных слоев демонстрируются двумя профилями через Атлантический океан (рис. 16): профиль А простирается от плато Блейк-Багама на западе до впадины Островов Зеленого Мыса на востоке; профиль Б – от плато Сан-Паулу у побережья Южной Америки до Китового хребта у континента Африки.

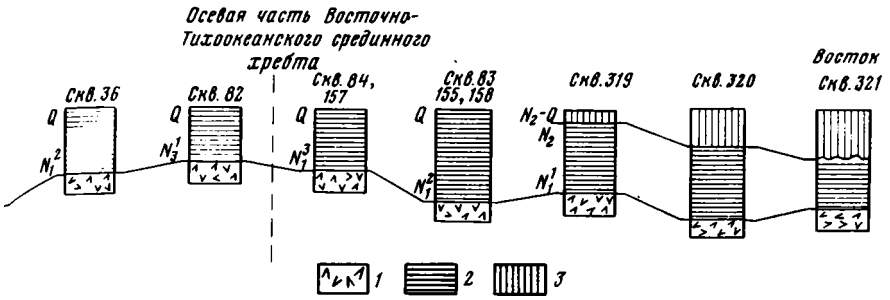
Возраст базальных слоев осадочного чехла Атлантического океана схематически показан на карте Питмена и др. (Pitman et al., 1974) с учетом полосовых магнитных аномалий и результатов первых рейсов "Гломар Челленджера". Необходимо отметить, что научные данные последующих рейсов 36–53 о возрасте базальных слоев вполне подтвердили гипотетические предсказания Питмена.

В краевом Карибском море возраст базальных слоев осадочного чехла повсеместно верхнемеловой (коньяк, сантон, кампан).

Достаточно очевидно, что стратиграфический обьем отложений в краевых областях Атлантического океана значительно превышает таковой в полосе Срединно-Атлантического хребта. На севере (у Гренландии и Европы) этот интервал составляет палеоген-плейстоцен; в центре (вдоль континентов Северной Америки и Африки) – верхняя юра – плейстоцен; на юге (у побережья Южной Америки и Африки) – нижний мел-плейстоцен. В зоне Срединно-Атлантического хребта разрезы соответствуют позднему неогену или даже только плейстоцену.

ИЗМЕНЕНИЕ ФАЦИАЛЬНОГО ОБЛИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ И СООТНОШЕНИЕ С ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИМИ УРОВНЯМИ

Важнейшей особенностью строения чехла осадочных пород в Тихом и Атлантическом океанах является изменение вверх по разрезу фациальной характеристики осадков от относительно мелководной к более глубоководной. Подобное изменение наблюдается в разрезах мезозойских и кайнозойских отложений как абиссальных равнин, так и на поднятиях, прослеживаясь в плане регионально.



Лучше всего фациальное замещение выражено в разрезах, соответствующих крупным интервалам геологического времени (юра–кайнозой), но иногда оно улавливается и в пределах неогена–плейстоцена.

На абиссальных равнинах Тихого океана (современные глубины 4000–6500 м) пелагические известняки, наннопланктонный мел и глины, охватывающие те или иные интервалы нижнего и верхнего мела, вверх по разрезу постепенно замещаются слабоизвестковистыми глинами, нанно-радиоляриевыми илами, радиоляриево-диатомовыми илами и, наконец, бурыми и цеолитовыми глинами (скв. 45, 51, 52, 59, 61, 163, 164, 165, 166, 169, 170, 192, 195, 196, 199, 303, 304, 307, 315, 316, 323). Пачка карбонатных пород в основании разрезов на разговорном языке геологов "Гломар Челленджера" получила название "базальных карбонатов". Аналогичные изменения фиксируются и в разрезах кайнозоя абиссальных равнин, начинающихся палеогеном (скв. 38, 39, 40, 65, 69, 70, 74, 159, 160, 161, 162, 168, 172, 205, 183, 283, 286, 287, 290, 291, 294, 295). Иногда удается наблюдать рассматриваемые фациальные замещения и в разрезах неогена абиссальных равнин, но в этом случае слабоизвестковистые глины и бурые цеолитовые глины появляются в плиоцене–плейстоцене (скв. 79, 80, 81, 319). Порядок изменения глубины формирования осадков может быть оценен в пределах 1500–3000 м (при некотором допущении более или менее однозначного положения уровня карбонатной компенсации).

Фациальные замещения того же знака отчетливо видны и в разрезах мезозойских и кайнозойских отложений на поднятиях Тихого океана (современные глубины от 1300 до 3500 м). Только в этом случае мелководные известняки замещаются более глубоководными нанно-фораминиферовыми илами и мелом, наннопланктонными илами и иногда нанно-радиоляриевыми илами. В качестве примеров поднятий, разрезы которых начинаются мелководными или сравнительно мелководными осадками нижнего и верхнего мела, можно назвать поднятия Хорайзон, Онтонг-Джава, Хесса, Манихики (скв. 171, 288, 289, 310, 317). Для кайнозоя ими будут гайоты Ита-Маи-Таи (скв. 200, 202) и Коко (скв. 308). Оценка изменения глубины формирования осадков на возвышенностях и гайотах не относится к числу трудных задач. В слоях "базальных карбонатов" содержатся такие группы ископаемых (нуммулитиды и орбитоиды, мшанки, пелециподы, гастроподы, иногда кораллы и водоросли), экологическая мелководная природа которых хорошо известна, равно как и глубины накопления покрывающих их карбонатных органогенных илов. Градиент изменения глубины находится в пределах 1300–2500 м. Конечно, важную роль в определении изменения глубины формирования осадков играет и литологический анализ. Например, на гайоте Ита-Маи-Таи базальные слои представлены пачкой оолитовых известняков и градиент изменения глубины практически соответствует современной глубине океана в этой точке (1500 м).

Столь же очевидная картина фациальных замещений по разрезу наблюдается в Атлантическом океане.

На абиссальных равнинах, где разрезы обычно начинаются верхней юрой или мелом, прослеживается вся гамма осадков: от "базальных карбонатов" (различные пелагические известняки, мел, известковистые аргиллиты) до бу-

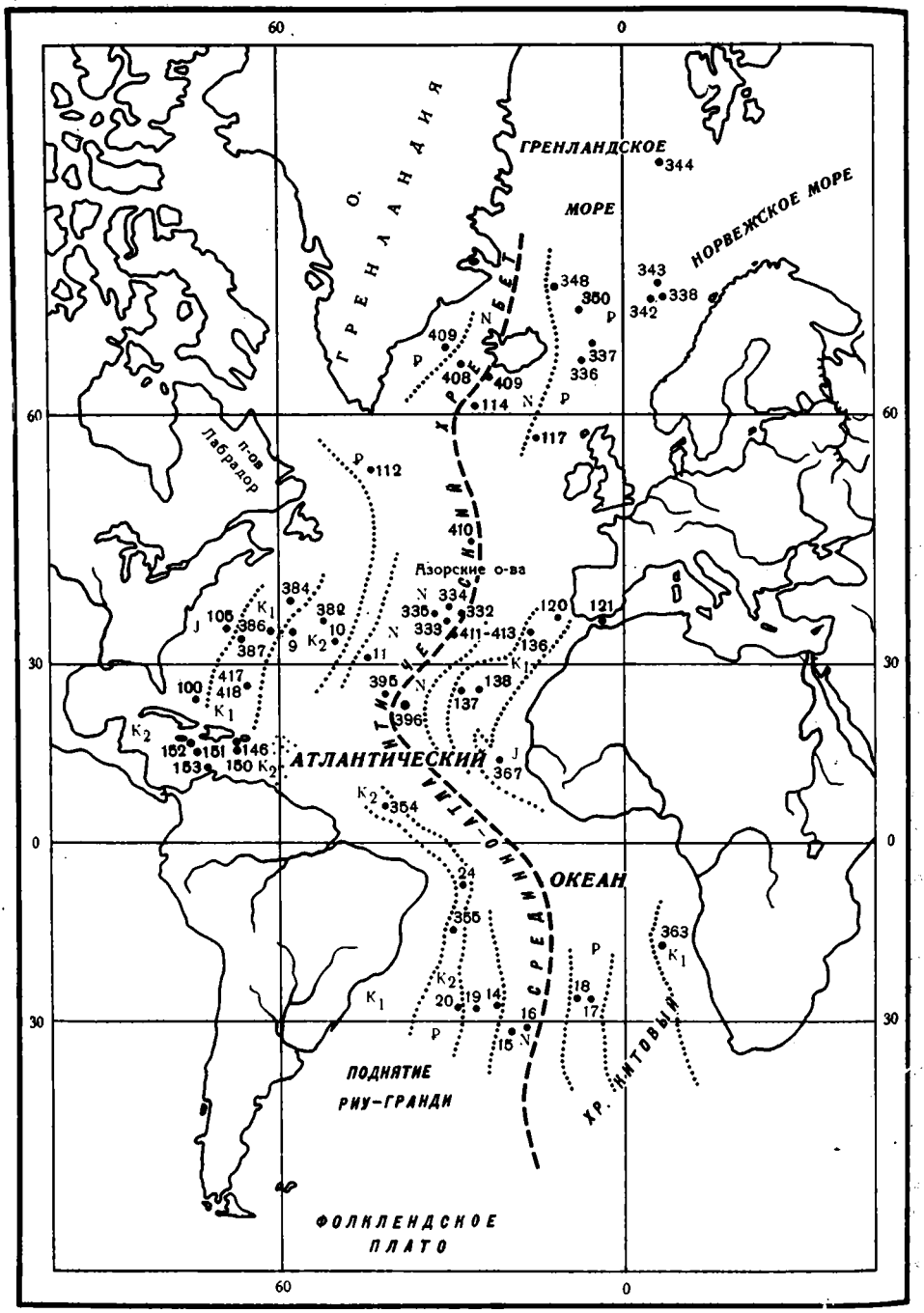


Рис. 15. Возраст базальных слоев чехла осадочных пород в Атлантическом океане, залегающих непосредственно на базальтовом фундаменте

Показаны только скважины, вскрывшие океанический фундамент

рых, цеолитовых глин и радиоляриево-диатомовых илов (скв. 4, 5, 6, 7, 9, 10, 13, 20, 27, 28, 99, 100, 101, 105, 111, 137, 138, 145, 150, 355, 363, 367, 382, 385, 386, 387, 391, 415, 416, 417, 418). Аналогичные изменения можно видеть и в разрезах кайнозойских отложений, начинающихся палеогеном (скв. 14, 19, 112, 116, 117, 119, 404).

Поднятия Атлантического океана характеризуются сменой базальных мелководных ракушечников и калькаренитов (с орбитоидами, морскими ежами, кораллами, водорослями, гастроподами, рудистами и другими пелециподами) значительно более глубоководными нанно-фораминиферовыми и наннопланктонными илами и мелом. Обычно в основании разрезов находятся осадки нижнего и верхнего мела – поднятие Риу-Гранди (скв. 21, 357), плато Сан-Паулу (скв. 356), Багамское плато (скв. 98), плато Блейк (скв. 390, 392), поднятие Демерара (скв. 144), Фолклендское плато (скв. 327, 329, 330), уступ Кампече в Мексиканском заливе (скв. 86, 94, 95), хребет "J-аномалии" (скв. 384); реже – отложениями палеогена – Китовый хребет (скв. 359), Северо-Бразильский хребет (скв. 25). Вполне понятно, если в основании разрезов залегают прослои лигнитов (скв. 330), оолитовых известняков (скв. 390, 392), субаэральных туфов (скв. 359) или осадки с водорослями и кораллами (скв. 95, 98, 392, 384, 25), градиент изменения глубины накопления осадков будет близок к современным глубинам океана в данных районах, т.е. составлять 1500–4000 м.

В разрезах, состоящих исключительно из осадков неогена, изменение глубин выражается в замещении нанно-фораминиферовых илов чистыми наннопланктонными илами и глинистыми наннопланктонными илами (скв. 15, 18).

Очень важно подчеркнуть, что ни в Тихом, ни в Атлантическом океанах нет разрезов мезозоя и кайнозоя, которые бы начинались прибрежными осадками, а заканчивались бы четвертичными бурыми глинами с глубинами их формирования 5000–6000 м, т.е. нет примеров изменения глубин на пять и более тысяч метров.

Как видим, в Тихом и Атлантическом океанах изменение глубин накопления осадков имеет место на разных геологических структурах: на коре океанического и континентального типа, в краевых морях, поднятиях и микроконтинентах с неизвестной природой фундамента. Этот процесс получил в литературе общее название – океаническое погружение. Ему дается различная интерпретация. В Тихом океане с активными окраинами и глубоководными желобами изменение глубин накопления осадков могло происходить в условиях перемещения тектонической плиты из мелководной зоны спредингового хребта в более глубоководные области у желобов; при этом глубины океана, как таковые, оставались неизменными. В Атлантическом океане с пассивными окраинами океаническое погружение пытаются объяснить изменением (уменьшением) объема второго слоя при его остывании (после возникновения в ходе спредингового процесса) или же процессами разуплотнения мантии; при любом из этих объяснений необходимо, очевидно, считаться с реальностью увеличения глубины океана.

Процесс океанического погружения носит в Тихом и Атлантическом океанах всеобъемлющий характер. Но было бы упрощением сводить все движения только к движению отрицательного знака. В океанах наблюдаются и движения обратного знака, причем они свойственны и океанической коре, и краевым областям океана с континентальной корой. В Тихом океане у побережья Орегона на континентальном склоне отмечается замещение глубоководных осадков мелководными; амплитуда подъема оценивается в 200–700 м в скв. 175 и 500 м в скв. 176. На востоке Атлантического океана область восходящих движений охватывает обширную акваторию от Островов Зеленого Мыса до банки Горринг на севере, включая как участки океанической коры, так и континентального склона. В разрезах скв. 368, 141, 140, 397, 120 великолепно видно, как абиссальные бурые глины с примитивными агглютинированными фораминиферами верхнего мела и палеогена, образовавшиеся ниже уровня карбонатной компенсации, замещаются гаммой осадков, заканчивающейся нанно-фораминиферо-

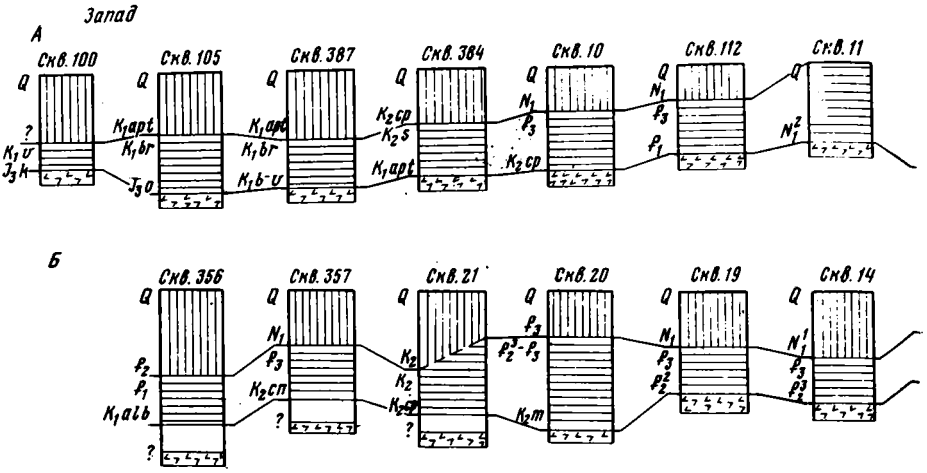


Рис. 16. Корреляция сходных по фациальному облику, но различных по возрасту мезозойских и кайнозойских отложений Атлантического океана (простирание профилей перпендикулярно Срединно-Атлантическому хребту)

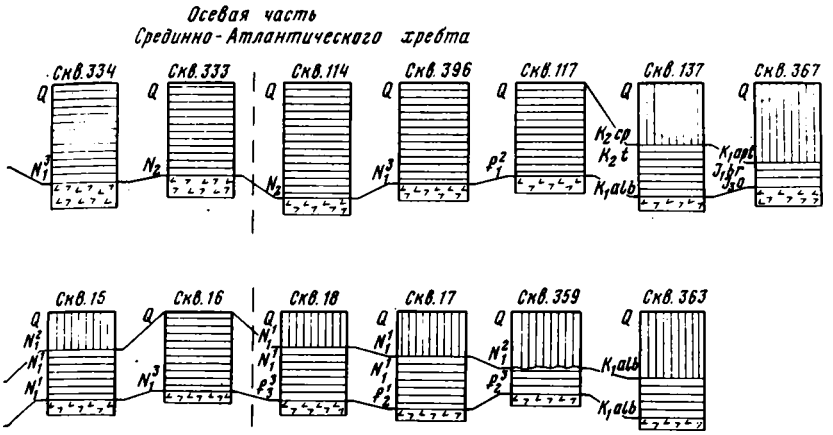
А – профиль в северной части Атлантического океана, Б – профиль в южной части Атлантического океана

выми илами с богатейшей тропической известковой микрофауной и флорой. Положительные движения начались во второй половине олигоцена и завершились в конце среднего миоцена. Амплитуда движений была неодинакова в различных районах рассматриваемой акватории. В скв. 368 (склон поднятия Островов Зеленого Мыса) она может быть оценена цифрой порядка 1500 м, у самих Островов Зеленого Мыса – не менее 5000 м. Действительно, во впадине Островов Зеленого Мыса среди отложений юры и нижнего мела (скв. 367, глубина проникновения в толщу осадков 1153 м, глубина океана 4748 м) нами выделены литологические пачки, которые выведены на дневную поверхность и показаны на геологической карте о.Майо. Но масштабность (по площади) положительных движений в океанах на фоне океанического погружения невелика.

Кардинальной особенностью строения осадочного чехла Тихого и Атлантического океанов является замещение по простиранию (от континентов к срединным хребтам) относительно глубоководных осадков более мелководными (с выклиниванием базальных слоев). При корреляции разновозрастных, но однофациальных (только с точки зрения относительного деления на глубоководные и мелководные фации!) отложений граница между фациями скользит вверх по разрезу (от континентов к срединным хребтам), пересекая хроностратиграфические рубежи. Сказанное иллюстрируется профилями через Тихий океан (см. рис. 14) и Атлантический океан (см. рис. 16). Содержание их достаточно очевидно и вряд ли требует комментариев. Рассматриваемая особенность строения осадочного чехла в Тихом океане впервые была четко сформулирована научным персоналом рейса 20 "Гломар Челленджера", в котором принимал участие и автор (Heezen, McGregor, Krasheninnikov et al., 1973b; Hesse, Foreman, Krasheninnikov et al., 1974). Можно расходиться в интерпретации причин этого явления, но не в реальности существования самого явления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные материалы о стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Тихого и Атлантического океанов в сочетании с данными о стратиграфии осадочного чехла Индийского океана (Крашенинников, 1977) позволяют прийти к следующим выводам:



1. Для меловых и кайнозойских отложений тропической, субтропической и умеренной областей Тихого, Атлантического и Индийского океанов существуют единые зональные шкалы по планктонным фораминиферам и наннопланктону, а для кайнозойских отложений – по радиоляриям. Разновидности этих шкал отличаются второстепенными признаками, причем их корреляционные соотношения хорошо известны. Успешно разрабатывается зональная шкала позднего кайнозоя по диатомовым.

2. Детально изучено соотношение зональных шкал по различным группам планктона с известковым и кремневым скелетом. Одновременное использование этих шкал делает стратиграфические исследования весьма гибкими и резко повышает степень их надежности.

3. Зональные шкалы по планктонным микроорганизмам, используемые для расчленения мела и кайнозоя, идентичны для континентов и океанических бассейнов, являются всеобъемлющими. Эти шкалы следует считать самым крупным достижением меловой и кайнозойской стратиграфии нашего времени. Сила их в том, что они апробированы многонациональным коллективом микропалеонтологов, работавших на борту "Гломар Челленджера" во многих районах Мирового океана.

4. На основе зон по планктону в исследованиях по Проекту глубоководного бурения практически достигнута договоренность об обьемах более крупных хроностратиграфических единиц кайнозоя – подотделов, отделов, систем, с учетом принципиальных изменений планктона в глобальном масштабе, здравого смысла и договоренности. Очевидно, настало время пересмотреть значение различных групп фауны и флоры для хроностратиграфии мела и кайнозоя, равно как и методические принципы хроностратиграфии.

5. Вопросом № 1 становится зональная стратиграфия мела и кайнозоя по планктону с кремневым скелетом (диатомовые, радиолярии, силикофлягелляты) для арктических и антарктических областей. Только после решения этой проблемы зональная стратиграфия мела и кайнозоя по планктону может стать глобальной в точном значении этого слова.

6. Использование зональных шкал по планктону обеспечивает главные запросы региональной стратиграфии океанических бассейнов.

7. Региональные стратиграфические исследования в океанах выяснили принципиальные особенности строения чехла осадочных пород – стратиграфические обьемы и полноту разрезов в различных областях океанов, перерывы, порядок мощностей осадков, характер расположения полос базальных слоев (от более древних у континентов к молодым у срединных хребтов), соотношение с базальтами (как правило, нормальное), изменение фаций по разрезу от относительно мелководных к более глубоководным, миграция фаций от периферии оке-

анов к срединным хребтам, когда литологическая граница между относительно мелководными и глубоководными фациями сечет хроностратиграфическую.

Как известно, офиолитовая триада (разрез океанической коры) состоит из ультрабазитов, габбро и базальтов, глубоководных осадочных пород. Теперь достаточно очевидно, что присутствие глубоководных осадков выше базальтов совершенно не обязательно для океанической коры. Базальты могут сменяться и мелководными образованиями – вплоть до оолитовых известняков, калькаренитов и ракушечников с водорослями, кораллами и мшанками. Принадлежность к океанической коре доказывается изменением фациального облика осадков от относительно мелководного к более глубоководному. И это может служить критерием для распознавания реликтов мезозойской и палеозойской океанической коры на континентах.

ЛИТЕРАТУРА

Крашенинников В.А. 1971. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). – Вопр. микропалеонтол., вып. 14.

Крашенинников В.А. 1972. 20-й рейс "Гломар Челленджера". – Природа, 5.

Крашенинников В.А. 1977. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан). – Вопр. микропалеонтол., вып. 19.

Akers W.H. 1972. Larger foraminifera from hole 98. – In: Hollister C.D., Ewing J.I. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 11. Washington (U. S . Gov. Print. Off.).

Andel van T.H., Heath G.R. e.a. 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 16. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Andrews J.E., Packham G. e.a. 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 30. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Aumento F., Melson W.G. e.a. 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 37. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Bader R.G., Gerard R.D. e.a. 1970. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 6. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Barker P., Dalziel I.D. e.a. 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 36. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Beckmann J.P. 1971. The foraminifera of Sites 68 to 75. – In: Tracey J.I., Sutton G.H.Jr., e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 8. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Beckmann J.P. 1972. The foraminifera and some associated microfossils of sites 134 to 144.- In: Hayes D.E., Pimm A.C. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 14. Washington (U.S. Gov. Print Off.).

Berggren W.A. 1972. Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic. – In: Laughton A.S., Berggren W.A. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 12. Washington (U.S. Gov. Print Off.).

Berggren W.A., Pessagno G.A., Bukry D.Jr. 1969. Biostratigraphy. – In: Ewing M., Worzel J.L. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 1. Washington (U.S. gov. Print Off.).

Blow W.H. 1969. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. – Proc. I Intern. Conf. Planktonic Microfossils. Geneva, 1967. Leiden, E.J. Brill.

Blow W.H. 1970. Deep Sea Drilling Project, Leg 3, Foraminifera from selected samples. – In: Mazwell A.E., Von Herzon R.P. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 3. Washington (U.S. Gov. Print Off.).

Blow W.H. 1971. Deep Sea Drilling Project, Leg 6, Foraminifera from selected samples. – In: Fischer A.G., Heezen B.C. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 6. Washington (U.S. Gov. Print Off.).

Bolli H.M. 1970. The foraminifera of Sites 23–31 Leg 4. – In: Bader R.G., Gerard R.D. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 4. Washington (U.S. Gov. Print Off.).

Bolli H.M., Premoli Silva I. 1973. Oligocene to recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean sea. – In: Edgar N.T., Saunders J.B. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 15. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Brönnimann P., Resig J. 1971. A Neogene Globigerinacean biochronologic time-scale of the south-western Pacific. – In: Winterer E.L., Riedel W.R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 7. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Bukry D., Douglas R.G., Kling S.A., Krasheninnikov V.A. 1971. Planktonic microfossil biostratigraphy of the northwestern Pacific ocean. – In: Fischer A.G., Heezen B.C. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Dril-

ling Project, vol. 6. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Burns R.E., Andrews J.E. e.a. 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 21. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Caron M. 1972. Planktonic foraminifera from the Upper Cretaceous of Site 98, Leg 11. Deep Sea Drilling Project. – In: Hollister C.D., Ewing J.I. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 11. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Caron M. 1975. Late cretaceous planktonic foraminifera from the north-western Pacific, Leg 32. Deep Sea Drilling Project. – In: Larson R.L., Moberly R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 32. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Cita M.B. 1973a. Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy. – In: Ryan W.B., Hsü K.J. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 13. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Cita M.B. 1973b. Inventory of biostratigraphical findings and problems. – In: Ryan W.B., Hsu K.J. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 13. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Creager J.S., Scholl D.W. e.a. 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 19. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Douglas R.G. 1971. Cretaceous foraminifera from the north-western Pacific Ocean Leg6, Deep Sea Drilling Project. – In: Fischer A.G., Heezen B.C. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 6. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Douglas R.G. 1973a. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the central north Pacific Ocean. – In: Winterer E.L., Ewing J.I. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 17. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Douglas R.G. 1973b. Bentonic foraminiferal biostratigraphy in the central north Pacific, Leg 17. – In: Winterer E.L. Ewing J.I. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 17. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Douglas R.G., Moullade M. 1972. Age of the basal sediments on the Shatsky rise, western north Pacific Ocean. – Bull. Geol. Soc. America, vol. 83.

Echols R.J. 1973. Foraminifera, Leg 19. Deep Sea Drilling Project. – In: Creager J.S., Scholl D.W. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 19. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Edgar N.T., Saunders J.B. e.a. 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 15. Washington (U.S. Print. Off.).

Ewing M., Worzel J.L. e.a. 1969. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 1. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Ferrer J. 1975. Neritic early eocene smoller foraminifera from the Koko Guyot (Emperor seamounts central northern Pacific). – In: Larson R.L., Moberly R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 32. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Fischer A.G., Heezen B.C., Boyce R.E., Bukry D., Douglas R.G., Garrison R.E., Kling S.A., Krasheninnikov V.A., Lisitzin A.P., Pimm A.C. 1971. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 6. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Fleisher R.L. 1975. Oligocene planktonic foraminiferal biostratigraphy, central north Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. – In: Larson R.L., Moberly R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 32. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Foreman H.P., Hekel H., Hoskins R.H., Krasheninnikov V.A. 1973. Biostratigraphic synthesis, Leg 20. Deep Sea Drilling Project. – In: Heezen B.C., MacGregor I.D. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 20. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Habib D. 1972a. Dinoflagellate stratigraphy, Leg 11, Deep Sea Drilling Project. – In: Hollister Ch. D., Ewing J.I. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 11. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Habib D. 1972b. Dinoflagellates and other palynomorphs in selected samples from Leg 14, Deep Sea Drilling Project. – In: Hayes D.E., Pimm A.C. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 14. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Hays J.D., Cook H.E. e.a. 1972. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 9. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Hayes D.E., Frakes L.A. e.a. 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Hayes D.E., Pimm A.C. e.a. 1972. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 14. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Heezen B.C., Fomari D.J. 1975. Geological Map of the Pacific Ocean, scale 1:35 000 000. – In: Andrews J.F., Packham G. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 30. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Heezen B.C., MacGregor I.D. Foreman H.P., Forristall G., Hekel H., Hesse R., Hoskins R.H., Jones E.J., Kaneps A.G., Krasheninnikov V.A., Okada H., Ruef M.H. 1973a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 20. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Heezen B.C., MacGregor I.D., Foreman H.P., Forristial G., Hekel H., Hesse R., Hoskins R.J., Jones E.J., Krasheninnikov V.A., Okada H., Rueff M.H. 1973b. Diachronous deposits: a kinematic interpretation of the post-Jurassic sedimentary sequence on the Pacific plate. – Nature, vol. 241 (N 5384).

Hesse R., Foreman H.P., Forristall G.Z., Heezen B.C., Hekel H., Hoskins R.H., Jo-

nes E.J., Kaneps A.G., Krasheninnikov V.A., MacGregor I., Okada H. 1974. Walther's facies rule in pelagis realm – a large-scale example from the Mesozoic-Cenozoic Pacific. – Z. Dtsch. geol. Ges., Bd. 125.

Hollister Ch. D., Ewing J.I. e.a. 1972. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 11. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Hollister Ch. D., Craddock C. e.a. 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 35. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Hottinger L. 1972. Campanian larger foraminifera from Site 98, Leg 11, of the Deep Sea Drilling Project (north-west Providence Channel, Bahama Islands). – In: Hollister Ch.D., Ewing J.I. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 11. Washington (U.S. Gov. Print.Off.).

Hottinger L. 1975. Late Oligocene larger foraminifera from Koko seamount, Site 309 – In: Larson R.L., Moberly R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 32. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Ingle J.C. 1973a. Neogene foraminifera from the north-eastern Pacific Ocean, Leg 18, Deep Sea Drilling Project. – In: Kulm L.D., Huene R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 18. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Ingle J.C. 1973b. Biostratigraphy. – In: Kuim L.D., Huene R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 18. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).

Ingle J.C. 1975. Summary of Late Paleogene-Neogene insular stratigraphy, paleobathymetry and correlations Philippine Sea and Sea of Japan region. – In: Karig D.E., Ingle J.C. e. a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 31. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Jenkins D.G. 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the south-western Pacific and Tasman Sea –DSDP, Leg 29. – In: Kennett J.P., Houtz R.E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Jenkins D.G., Orr W.N. 1972. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the eastern equatorial Pacific, Leg 9. – In: Hays J.D., Cook H.E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 9. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Kaneps A.G. 1973. Carbonate chronology for Pliocene deep-sea sediments. – In: Andel T.H., Heath G.R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 16. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Kaneps A.G. 1975. Fecal pellets in Pliocene Antarctic deep-sea sediments, Leg 28, DSDP. – In: Hayes D.E., Frakes L.A. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28. Washington (U. S. Gov. Print. Off.).

Karig D.E., Ingle J.C. e.a. 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 31. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Kennett J.P. 1973. Middle and Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy on the south-west Pacific – DSDP, Leg 21. – In: Burns R.E., Andrews J.E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 21. Washington (U. S. Gov. Print, Off.).

Kennett J.P. 1975. Neogene planktonic foraminiferal stratigraphy in Deep-Sea Drilling Site, south-weast Indian Ocean. – In: Hayes D.E., Frakes L.A. e. a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 28. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Kennett J.P., Houtz R.E. e. a. 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Kennett J.P., Vella P. 1975. Late Cenozoic planktonic foraminifera and paleoceanography at DSDP Site 284 in the cool subtropical south Pacific. – In: Kennet J.P., Houtz R.E. e. a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29. Wachington (U.S.Gov.Print. Off.).

Krasheninnikov V.A. 1971. Cenozoic foraminifera. – In: Fischer A.G., Heezen B.C. e. a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 6. Washington (U.S. Gov. Print Off.).

Krasheninnikov V.A. 1973. Cretaceous bentonic foraminifera, Leg 20, DSDP. – In: Heezen B.C., MacGregor I.D. e. a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 20. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Krasheninnikov V.A., Hoskins R.H. 1973. Late cretaceous, Paleogene and Neogene planktonic foraminifera. – In: Heezen B.C., MacGregor I. D. e. a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 20. Washington (U.S.Gov. Print. Off.).

Krasheninnikov V.A., Pflaumann U. 1978a, Zonal stratigraphy and planktonic foraminifers of Paleogene deposits of the Atlantic Ocean to the west off Africa (DSDP, Leg 41). – In: Lancelot Y., Seibold E. e. a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41. Washington (U.S. Gov. Print Off.).

Krasheninnikov V.A., Pflaumann U. 1978b. Zonal stratigraphy of the eastern part of the Atlantic Ocean by means of planktonic foraminifers (DSDP, Leg 41). In: Lancelot Y., Seibold E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Krasheninnikov V.A., Pflaumann U. 1978c. Cretaceous agglutinated Foraminifera of the Atlantic Ocean to west off Africa (DSDP, Leg 41). – In: Lancelot Y., Seibold E. e. a. Initial Reports of the Deep

Sea Drilling Project, vol. 41. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Kulm L.D., Huene R. e.a. 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 18. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Kuznetsova K.I., Seibold I. 1978. Upper Jurassic and Lower cretaceous benthonic foraminifera (DSDP, Leg 41). – In: Lancelot Y., Seibold E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Lancelot Y., Seibold E., Cepek P., Dean W.E., Eremeev V., Gardner J.V., Jansa L.F., Johnson D., Krasheninnikov V., Pflaumann U., Rankin J.G., Trabant P. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Laughton A., Berggren W.A. e.a. 1972. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 12. – Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Larson R.L., Moberly R. e.a. 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 32. Washington, (U.S. Gov. Print. Off.).

Luterbacher H. 1972a. Paleocene and Eocene planktonic foraminifera, Leg 11, Deep Sea Drilling Project. – In: Hollister Ch.D., Ewing J.I. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., vol. 11. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Luterbacher H. 1972b. Foraminifera from the Lower cretaceous and Upper Jurassic of the north-western Atlantic. – In: Hollister Ch. D., Ewing J.I. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., vol 11. Washington, (U.S. Gov. Print. Off.).

Luterbacher H. 1975a. Paleocene and early Eocene planktonic foraminifera, Leg 32, Deep Sea Drilling Project. In: Larson R.L., Moberli R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., vol. 32. Washington, (U.S. Gov. Print. Off.).

Lutebacher H. 1975b. Early cretaceous foraminifera from the north-western Pacific, Leg 32 of the Deep Sea Drilling Project. – In: Larson R.L., Moberli R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., vol. 32. Washington (U.S. Gov. Frint. Off.).

Maxwell A.E., von Herzen R.P. e.a. 1970. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 3. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Mayne W. 1973. Lower cretaceous foraminiferal fauna from Gorringe bank, eastern North Atlantic. – In: Ryan W.B., Hsü K.J. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 13. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

McManus D.A., Burns R.E. e.a. 1970. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 5. Washington, (U.S. Gov. Print. Off.).

McNeely B.W. 1973. Biostratigraphy of the Mesozoic and Paleocene pelagic sediments of the Campeche Embankment Area. – In: Worzel J.L., Bryant W. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 10. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

McNulty C.L. 1976. Cretaceous foraminiferal stratigraphy. Deep Sea Drilling Project, Leg 33, Holes 315A, 316, 317A. – In: Schlanger S.O., Jackson E.D. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 33. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Michael F.Y. 1975. Wesozoic foraminifera, Leg 30, Hole 288A and Site 289. – In: Andrews J.E., Packham G. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., vol. 30. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Miles G.A. 1977. Planktonic foraminifera from Leg 37 of the Deep Sea Drilling Project. – In: Aumento F., Melson W.G. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 37. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Ollson R.K., Goll R. 1970. Biostratigraphy. – In: McManus D.A., Burns R.E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 5. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Pessagno E.A., Longoria J.F. 1973a. Shore laboratory report on mesozoic planktonic foraminifera – DSDP Leg 16. – In: van Angel T.H., Heath G.R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 14. Washington (U.S. Gov.Print.Off.).

Pessagno E.A., Longoria J.F. 1973b. Shore laboratory report on mesozoic foraminiferida, Leg 17. – In: Winterer E.L., Ewing J.I. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 17. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Pessagno E.A., Longoria J.F. 1973c. Mesozoic foraminifera, Leg 15. – In: Edgar N.T. Saunders J.B. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project., vol. 15. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Peterson M., Edgar N. e.a. 1970. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 2. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Pflaumann U., Krasheninnikov V.A. 1978 a. Early cretaceous foraminifera from Eastern North Atlantic, DSDP Leg 41. In: Lancelot Y., Seibold E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Pflaumann U., Krasheninnikov V.A. 1978 b. Quaternary stratigraphy and planktonic foraminifera of the Eastern Arlantic, DSDP, Leg. 41. – In: Lancelot Y., Seibold E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Pflaumann U., Krasheninnikov V.A. 1978c. Cretaceous calcisphaerulids from off North-West Africa. DSDP Leg 41, Eastern North Atlantic. – In: Lancelot Y., Seibold E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Pitman W.C., Larson R.L., Herron E.M. 1974. The age of the ocean basins. Geological map. New York, Geol. Soc. America.

Poag C.W. 1972. Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Western North Atlantic: DSDP, Leg 11. – In: Hollister Ch.D., Ewing J.I. e.a. Initial Reports ders J.B. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 15. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Quilty P.G. 1976. Planktonic foraminifera DSDP Leg 34 – Nazca Plate. – In: Yeats R.S., Hart S.R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 34. Washington (U.S.Gov. Print. Off.).

Rögl F. 1976a. Late cretaceous to Pleistocene foraminifera from the south-east Pacific basin, DSDP Leg 35. – In: Hollister Ch. D., Craddock C. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 35. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Rögl F. 1976b. Danian calcispaerulidae of DSDP Leg 35, Site 323, south-east Pacific Ocean. – In: Hollister Ch. D., Craddock C. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 35. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Rögl F., Bolli H.M. 1973. Holocene to Pleistocene planktonic foraminifera of Leg 15, Site 147 (Cariaco Basin, Trench, Caribbean Sea) and their climatic interpretation. – In: Edgar N.T., Saunders J.B. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 15. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Ryan W.B., Hsü K.J. e.a. 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 13. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Schlanger S.O., Jackson E.D. e.a. 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 33. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Sliter W.V. 1976. Cretaceous foraminifers from the south-western Atlantic Ocean, Leg 36, DSDP. – In: Barker P., Dalziel I.W. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 36. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Smith L.A., Beard J.H. 1973. Late Neogene of the Gulf of Mexico. – In: Worzel J.L., Bryant W. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 10. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Smith L.A., McNeely B.W. 1973. Summera of Leg 10, biostratigraphy. – In: Worzel J.L., Brvant W. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 10. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).
of the Deep Sea Drilling Project, vol. 11. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Premoli Silva I., Bolli H.M. 1973. Late cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 Sites in the Caribbean Sea. – In: Edgar N.T., Saun-

Talwani M., Udintsev G.B. e.a. 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 38. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Tjalsma R.C. 1976. Cenozoic foraminifera from the South Atlantic. DSDP Leg 36. – In: Barker P., Dalziel I.W. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 36. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Toumarkine M. 1975. Middle and Late Eocene planktonic foraminifera from the north-western Pacific, Leg 32 of DSDP. – In: Larson R.L., Moberly R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 32. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Tracey J.I., Sutton J.G. 1971. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 8. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Ujiie H. 1975. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the Western Philippine Sea, Leg 31 of DSDP. – In: Karig D.E., Ingle J.C. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 31. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Vincent E. 1975. Neogene planktonic foraminifera from the Central North Pacific, Leg 32 DSDP. – In: Larson R.L., Moberly R. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 32. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Webb P.N. 1973. Upper cretaceous-Paleocene foraminifera from Site 208 (Lord Howe rise, Tasman Sea). DSDP, Leg 21. – In: Burns R.E., Andrews J.E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 21. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Webb P.N. 1975. Pleocene foraminifera from DSDP Site 283, South Tasman Basin. – In: Kennett J.P., Houtz R.E. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Winterer E.L., Ewing J.I. e.a. 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 17. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Winterer E.L., Riedel W.R. 1971. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 7. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Worzel J.L., Bryant W. e.a. 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 10. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Yeath R.S., Hart S.R. e.a. 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 34. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).

Importance of Oceanic Deposits for Elaboration of the Mesozoic and cenozoic Stratigraphic Scale (Pacific and Atlantic Oceans)

V. A. Krasheninnikov

The paper is devoted to stratigraphy of Mesozoic and Cenozoic deposits of the Pacific and Atlantic Oceans and the structure of the sedimentary rock cover. The materials obtained through deep-sea drilling in these oceans from "Glomar Challenger" have been summarized for the first time. The universal zonal scale compiled by means of planktonic foraminifers (for carbonate sediments of tropical, subtropical and moderate areas) was used for subdivision of Cretaceous, Paleogene, Neogene and Quaternary deposits. The subdivision of deep-sea clay facies and Cenozoic deposits of boreal regions was done by means of plankton with a siliceous skeleton. Detailed stratigraphic scales enabled correlation of Mesozoic and Cenozoic of various regions of the Pacific and Atlantic Oceans and elucidation of structural peculiarities of the sedimentary cover of the oceans and the geological structure of some of their areas.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Выпуск 21 Вопросы микропалеонтологии 1978 г.
Ответственный редактор В.В. Меннер

М. Я. СЕРОВА
Геологический институт Академии наук СССР

ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Планктонные фораминиферы, обладающие способностью мгновенно (в аспекте геологического времени) расселяться в пространстве, быстро эволюционирующие во времени, не зависящие от фаций и обычно имеющие большую численность, получили всеобщее признание как группа, наиболее пригодная для разработки зональных межпровинциальных стратиграфических шкал. Еще совсем недавно среди микропалеонтологов господствовало мнение, что планктонные фораминиферы являются более консервативными по сравнению с бентосными и поэтому не могут быть использованы для целей детального расчленения и широкой корреляции разрезов. Вплоть до 50-х годов все стратиграфические схемы разрабатывались по бентосным фаунам, экологическая изменчивость которых создавала зачастую иллюзию эволюционной. Первая схема зонального расчленения палеогеновых отложений по планктонным фораминиферам была предложена Н.Н. Субботиной (1936, 1947, 1954, 1960 и др.), работами которой фактически было положено начало детальному изучению кайнозойских планктонных фораминифер не только в Советском Союзе, но и за рубежом.

Начиная с 1957 г., когда были опубликованы работы Болли (Bolli, 1957a, b, c) со схемой зонального расчленения верхнемеловых и третичных отложений о-ва Тринидад по планктонным фораминиферам, подобные схемы были созданы для юго-восточной части Северной Америки, Венесуэлы, Пакистана, Сирии, Египта, Танганьики, Италии и т.д.

Зональные шкалы, разработанные по планктонным фораминиферам для третичных и особенно палеогеновых отложений различных регионов тропической и субтропической областей (Субботина, 1936, 1947, 1953, 1960; Bolli, 1957a, b; Hornibrook, 1958; Blow, 1959; Морозова, 1959, 1960; Eames, Banner et al., 1962; Bolli, Cita, 1960; Cita, Premoli Silva, 1960, 1968; Крашенинников, 1964, 1965, 1969, 1971, 1973; Jenkins, 1965, и другие авторы), хорошо коррелируются между собой, и имеющиеся расхождения не нарушают общей стройной картины, позволяющей говорить о реальности выработки уже сейчас практически единой зональной шкалы для тепловодного пояса, которая в дальнейшем может измениться и корректироваться только в деталях.

В этой связи, естественно, возникает вопрос о возможности и пределах распространения выделенных зон на север в более холодноводные бореальные и субарктические области. Можно ли по планктонным фораминиферам разработать столь же детальную схему для третичных отложений северных областей, как это сделано в настоящее время для тепловодного пояса, будут ли зональ-

ные подразделения идентичны, и если нет, то в чем заключается их различие в тропических и более высокоширотных областях?

Интересные данные в этом аспекте были получены при изучении фораминифер из третичных отложений северо-западной части Тихоокеанской провинции (Камчатка, Сахалин, Корякское нагорье).

Прежде чем приступить к их изложению, следует кратко остановиться на общих закономерностях широтного распределения планктона в современных водоемах. Появившиеся за последние годы данные по экологии планктонных фораминифер и их распределению в водах и осадках современных океанов (Pleger, Bè, Bradshaw, Беляева, Boltowskoy, Jenkins, Jones, Lipps, Takayanagi, Ujiie и др.) показывают, что эти фораминиферы не имеют всесветного гомогенного распространения, а их расселение имеет широтный характер и контролируется в основном температурой верхних слоев воды при учете действия и других факторов.

Тропические районы характеризуются богатой и разнообразной фауной в отличие от умеренных и холодных областей, имеющих меньшую численность планктонных фораминифер и менее разнообразный их систематический состав.

В Тихом океане, по данным Н.В. Беляевой (1968), Н.В. Беляевой и Х.М. Саидовой (1965), планктонные фораминиферы в бореальной области (к северу от широты 40°) Тихого океана встречаются чрезвычайно редко. Так, на глубинах до 300 м они составляют не более 5%, на глубинах от 300 до 1500 м – 9%, а на глубинах от 1500 до 2000 м – 12% всего комплекса. В то же время в тропической области (20° к северу и югу от экватора) на глубинах до 300 м планктон составляет 21%, от 300 до 1500 м – 86%, а на глубинах от 1500 до 2000 м – представляет почти весь комплекс (91%). Другими словами, в тропической области количественные соотношения планктона и бентоса почти прямо обратны тем, которые наблюдаются в бореальной зоне. Однако при переходе из одного климатического пояса в другой изменяется не только количественная характеристика биомассы планктона, но происходят изменения и систематического состава, при этом меняется не только видовая, но и родовая характеристика комплексов.

В пределах Северной и Центральной частей Тихого океана Брэдшоу (Bradshaw, 1959) выделяет четыре различных типа планктонной фауны: холодноводную (субарктическая), переходную, тепловодную центральную и экваториальную. Холодноводная фауна распространена в пределах субарктического северотихоокеанского региона, расположенного к северу от 45° с.ш., и характеризуется постоянным присутствием в комплексе видов: *Globigerina* cf. "*G. dutertrei*", *G. pachyderma* (Ehrenb.), *G. quinqueloba* Natl. *G. bulloides* d'Orb., *G. eggeri* Rhumbl., *Globigerinodes* cf. *minuta* Natl., и *Globigerinita glutinata* (Egger). Виды *Globigerina pachyderma* и *Globigerinoides* cf. *minuta* являются характерными видами субарктической фауны. Вид *Globigerina bulloides*, хотя и составляет значительный процент субарктического комплекса, но характеризует также и комплекс переходной зоны. Вид *Globigerina eggeri* представлен в холодноводном комплексе мелкими экземплярами.

Комплекс переходной фауны характеризуется смешением субарктических холодноводных элементов и тепловодной фауны центральной и экваториальной зон. Преобладают в комплексе крупные *Globigerina eggeri* Rhumbl. и *Orbulina universa* d'Orb.

Из субарктических форм здесь присутствуют *Globigerina bulloides*, мелкие экземпляры *G. eggeri*, *G. quinqueloba* и *Globigerinita glutinata*, а также характерные для тепловодного комплекса виды, заходящие в переходную зону в летние месяцы: *Hastigerina pelagica* (d'Orb.), *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orb.), *Globigerina inflata* d'Orb, *Globigerinella aequilateralis* (Brady).

Северная граница зоны с переходной фауной определяется пределами распространения на север видов *Orbulina universa* и крупных особей *Globigerina eggeri*. Южная граница фиксируется появлением *Globigerinoides sacculifer* (Brady) и *Globorotalia menardii* d'Orb.

Тепловодная фауна распространена в пределах экваториальной (18° ю.ш. и 20° с.ш.) и центральной частей Тихого океана. В ее составе выделяются две ассоциации: центральных вод и экваториальная. Первая из них находится в пределах восточной и западной частей центральных вод (по Bradshaw, 1959) северной части Тихого океана и характеризуется широким развитием в комплексе видов *Globigerina inflata* d'Orb. и *Globorotalia truncatolinoides* (d'Orb.), которые отсутствуют в комплексе экваториальных вод. В свою очередь, в экваториальной зоне широко развиты виды: *Pulleniatina obliquiloculata* (Park. et Jones), *Globigerinella* sp., *Sphaeroidinella dechiscens* (Park. et Jones), *Globigerina conglomerata* Schwag. и *Hastigerinella digitata*.

В целом для тепловодного комплекса, кроме перечисленных, характерны виды: *Globorotalia hirsuta* (d'Orb.), *G. tumida* (Brady), *G. menardii* (d'Orb.), *Hastigerina pelagica* (d'Orb.), *Globigerinoides conglobatus* (d'Orb.), *G. sacculifer* (Brady), *G. ruber* (d'Orb.), *Globigerina hexagona* Natl., *G.* sp., *G. eggeri* Rhumbl., *G. bulloides* d'Orb., *G. quinqueloba* Reuss, *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globigerinella aequilateralis* (Brady), *Orbulina universa* d'Orb.

Краткий сравнительный анализ данных, приводимых Брэдшоу (Bradshaw, 1959), по распространению планктона в водах Тихого океана показывает, что в субарктических водах этого бассейна систематический состав комплекса планктонных фораминифер несравненно более беден по сравнению с тепловодным комплексом экваториальной зоны. Субарктическая ассоциация представлена практически видами одного рода *Globigerina*.

Тепловодный же комплекс состоит из 26 видов, относящихся к родам: *Globigerina, Globorotalia, Globigerinoides Globigerinella, Hastigerina, Sphaeroidinella, Pulleniatina, Hastigerinella* с преобладающим развитием рода *Globorotalia*.

Аналогичные материалы получены и Н.В. Беляевой (1962, 1964) по планктону Индийского океана. Так, в области антарктического побережья, где среднее содержание планктонных фораминифер на 1 г осадка не превышает 1,6 экземпляра, резко преобладает вид *Globigerina pachyderma* (Ehrenb.), который в отдельных танатоценозах составляет до 100% всей фораминиферовой популяции, менее распространен вид *Globigerina bulloides* d'Orb. Сопутствующие виды ассоциации *Globigerina inflata* d'Orb., *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orb.), *G. punctulata* (d'Orb.), *G. scitula* (Brady), *Globigerina eggeri* Rhumbler, *Globigerinoides ruber* (d'Orb.), *Pulleniatina obliquiloculata* (Park. et Jones).

В танатоценозе умеренно-холодноводных вод, выделяющихся Н.В. Беляевой (1962, 1964) между 61-62° ю.ш. и 48° и 52° ю.ш., среднее содержание фораминифер на 1 г осадка 70 экз. Видовой состав танатоценозов почти тождествен по составу холодноводному танатоценозу, но роль и частота встречаемости вида *Globigerina bulloides* и сопутствующих видов холодноводного танатоценоза отчетливо возрастает, а *Globigerina pachyderma* встречается реже.

Между широтами 48-52° ю.ш. выделяется танатоценоз видов умеренных широт, характеризующийся максимальным количеством фораминифер, где среднее содержание планктонных фораминифер 942 экз. на 1 г осадка. В этом танатоценозе резко уменьшается частота встречаемости *Globigerina pachyderma* и получают широкое развитие такие виды, как *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. inflata* d'Orb., *G. triloculinoides* d'Orb., *Orbulina universa* d'Orb., *Globorotalia punctulata* d'Orb., *G. hirsuta* d'Orb., которые здесь встречаются в большом количестве и составляют значительную часть фауны. В этом же танатоценозе появляются и типично тропические виды: *Globorotalia menardii* d'Orb., *G. tumida* (Brady), *G. conglometa* Schwag., *Sphaeroidinella dechiscens* (Park. et Jones), *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerinella aeqilateralis* (Brady). Последний, однако, встречается редко и всегда в малом количестве.

В танатоценозах умеренно-тропических и тропических широт среднее геометрическое содержание планктонных фораминифер на 1 г осадка уменьшается до 61 (в умеренно-тропических) и 89 (в тропических) экземпляров на 1 г осадка. Холодноводные виды встречаются в тропических танатоценозах

чрезвычайно редко и всегда в малом количестве. Резко уменьшается частота встречаемости и число видов умеренных широт. Высокие концентрации и повсеместное распространение в танатоценозе принадлежит видам: *Globigerinoides ruber* (d'Orb.), *G. sacculifer* (Brady), *Globorotalia menardii* (d'Orb.) и др., которые создают его основной фон.

Приведенные данные показывают, что распределение планктонных фораминифер в современных бассейнах как в северном (Тихий океан), так и в южном (Индийский океан) полушариях подчинено одним и тем же закономерностям и тесно связано со спецификой водных масс окаана. Родовой и видовой состав планктона, число видов и численность отдельных видов меняются в широтном направлении в соответствии с изменением температуры (как основного определяющего фактора) верхнего двухсотметрового слоя воды, к которому приурочена основная биомасса планктона. В направлении от экватора к полюсам, от тропического климата к умеренному и холодному происходит постепенное изменение как численности, так и систематического состава планктонной ассоциации. Тропические широты характеризуются богатой и разнообразной фауной с преобладанием в комплексе богато орнаментированных глороталиид и глобигеринид с многочисленными и крупными устьями. В умеренных и холодных бассейнах планктон имеет меньшую численность и менее разнообразный систематический состав, а ведущая роль в комплексе принадлежит эвритермным представителям рода *Globigerina*. Многоустьевые глобигериниды, так же как глобороталии и акарININы, в северных широтах встречаются крайне редко или вообще отсутствуют.

Однако изменения систематического состава между смежными климатическими поясами, как показали исследования Н.В. Беляевой (1962, 1968) и Брэдшоу (Bradschaw, 1959) и др., происходят постепенно, и на границе смежных температурных поясов, как правило, нет резкой разницы в видовом составе комплексов, а меняются только их численные соотношения. Особенный интерес с точки зрения биостратиграфии представляет наличие "заходящих" видов, которые в одних широтах являются характерными видами комплекса, преобладающими в количественном отношении, а в других переходят в ранг сопутствующих, проходя почти через все температурные барьеры. К числу таких "заходящих" эвритермных видов в северной части Тихоокеанской акватории будут относиться: *Globigerina quinqueloba, G. ehrenbergi* (мелкие формы) и *G. bulloides*, которые преобладают в комплексе холодноводной субарктической фауны, но проходят через все зоны также и в экваториальных водах, а также вид *Globigerinita glutinata*, который характерен для тепловодного тропического комплекса, но как редкая форма встречается и в субарктической фауне (Bradschaw, 1959).

Исходя из принципов актуализма, мы должны допустить, что в прошлые геологические времена распределение фораминифер подчинялось в основном тем же законам, что и в современных водоемах. В частности, в третичных осадках численность и систематический состав планктонного комплекса контролировались, с одной стороны, расположением бассейна осадконакопления по отношению к экватору и полюсам и, с другой, его глубиной. Естественно также предположить, что и в третичных бассейнах существовали эвритермные виды, существовавшие в различных температурных зонах, наличие которых является исключительно ценным для стратиграфии и корреляции.

Высказанные выше предположения об аналогичном современному распределению планктонной фауны в бассейнах прошлого подтверждаются теми данными, которыми мы располагаем по ископаемым фораминиферам на примере северной части Тихоокеанской провинции.

Так, если взять разрез третичных отложений о.Тринидад, расположенного в поясе тропиков между 10° и 11° с.ш., который в настоящее время наиболее полно изучен и предложен в качестве стратотипического для третичных отложений (Bolli, 1957a,b,c; Cushman et Renz, 1948; Bronnimann, 1961), то здесь из разреза палеоген-миоценовых отложений определено 127 различных видов и вариететов планктонных фораминифер, относящихся более чем

к 20 родам; из них 76 видов (12 родов) – только из палеогеновых отложений.

Из палеогеновых отложений Калифорнии, расположенной в зоне современных субтропиков (36–40° с.ш.), в монографии Мэллори (Mallory, 1959) приводится лишь 29 видов планктонных фораминифер из родов *Globigerina* и *Globorotalia*, а из неогена того же региона – четыре вида рода *Globigerina* (Kleinpell, 1938). Однако такая низкая численность планктонных фораминифер в составе фораминиферовых ассоциаций третичных отложений Калифорнии не отражала, как показали последующие исследования, истинной насыщенности этими ископаемыми третичных отложений Калифорнии.

Специальные исследования, проведенные Липсом (Lipps, 1964, 1967a, b) по изучению планктонных фораминифер из неогеновых, а Бенди (Bandy, Kolpack, 1963), Мартином (Martin, 1964) и В.А. Крашенинниковым (1971) из палеогеновых отложений Калифорнии, выявили значительно большее их разнообразие, чем это представлялось ранее, и позволили скоррелировать выделяемые по планктонным фораминиферам стратиграфические подразделения с зональными подразделениями тепловодного пояса.

Из датско-палеоценовых и эоценовых отложений Калифорнии В.А. Крашенинников (1971) определил 65 видов планктонных фораминифер, относящихся к 7 родам: *Globigerina* (15 видов), *Globorotalia* (27), *Acarinina* (15), *Pseudohastigerina* (2), *Globigerapsis* (1), *Glavigerinela* (2) и *Hantkenina* (1).

В олигоценовых и миоценовых отложениях Калифорнии планктонный комплекс, по данным Липса (Lipps, 1964, 1967a, b), представлен 40 видами, относящимися к 11 родам: *Globigerina* (12 видов), *Globigerinita* (2), *Globigerinoides* (3), *Globorotalia* (12), *Globoquadrina* (2), *Sphaeroidinella* (1), *Sphaeroidinellopsis* (2), *Orbulina* (1), *Candorbulina* (1), *Protentella* (1), *Pulleniatina* (1).

Приведенные данные показывают, что планктонные фораминиферы третичного времени современной зоны субтропиков также еще довольно богаты и разнообразны как в родовом, так и в видовом отношении и имеют значительную численность. Однако уже на широте Калифорнии отмечается прерывистость в распространении их по разрезу.

Комплекс планктонных фораминифер палеогеновых отложений Японских островов, расположенных примерно на широтах Калифорнии, крайне беден. В настоящее время известно не более полутора десятков видов планктонных фораминифер, относящихся преимущественно к роду *Globigerina* (Asano, 1962; Asano, Takayanagi, 1965, 1969). Несомненно, имеющиеся данные не отражают действительной насыщенности палеогеновых отложений планктонными фораминиферами, а в значительной степени зависят от недостаточной степени изученности палеогеновых отложений Японии в отношении их микропалеонтологической характеристики.

Планктонные комплексы неогеновых отложений Японии, в отличие от палеогеновых, как показали исследования последних лет (Saito, 1963; Takayanagi, Oba, 1966; Shinbo, Maiya, 1969; Saito, Maiya, 1973; Maiya, Saito, Sato, 1976; Takayanagi et al., 1976, и др.), содержат весьма богатый и разнообразный комплекс планктонных фораминифер, представленный более чем 40 видами 11 родов: *Globigerina, Globoquadrina, Globigerinita, Globigerinoides, Globorotalia, Pulleniatina, Sphaeroidinella, Sphaeroidinellopsis, Orbulina, Biorbulina, Catapsydrax.*

Приведенные данные показывают, что комплексы планктонных фораминифер третичных отложений зоны современных субтропиков (Япония, Калифорния) незначительно обеднены по сравнению с тропическим поясом (о. Тринидад).

В более высоких северных широтах в разрезах третичных отложений наблюдается отчетливая прерывистость в распространении их по разрезу и состав комплексов значительно беднеет как в отношении численности, так и по разнообразию систематического состава. Из палеоценовых отложений (эоцен,

олигоцен) штата Орегона (42–46° с.ш.) Северной Америки определено 37 видов планктонных фораминифер, относящихся к родам *Globigerina, Globorotaloides, Subbotina, Truncatulinoides, Acarinina, Globigerinatheka, Catapsydrax, Chiloguembelina, Gumbelitria, Globorotalia, Pseudohastigerina*. Роль глоборталий в комплексе значительно сокращается (род представлен практически одним видом *Globorotalia aequa* Martin), преобладают глобигерины и акаринины (McKeel, Lipps, 1972, 1975).

Сходная картина наблюдается в распределении по разрезу палеогеновых отложений планктонных фораминифер в еще более высокоширотных областях западного побережья Тихого океана Камчатки и Корякского нагорья. Более подробная характеристика палеогенового комплекса, так же как и комплекса планктонных фораминифер неогена Сахалина и Камчатки, будет дана ниже. Здесь же отметим, что в палеогеновом комплексе этого региона преимущественное развитие имеют глобигерины и акаринины.

Глобороталии встречаются лишь в нижнем палеогене и в незначительном количестве. В неогене Сахалина и Камчатки планктон встречается спорадически и представлен почти исключительно родом *Globigerina*.

Мы не будем здесь касаться многочисленных материалов, появившихся в настоящее время, по распределению планктонных фораминифер в ископаемых осадках дна океанов благодаря глубоководному бурению "Гломар Челленджер", опубликованных в многотомных трудах Скриппсовского института. Отметим лишь, что выявленные на континенте закономерности в зональном распределении планктонных фораминифер подтверждены данными глубоководного бурения.

Если провести анализ родового и видового состава комплексов планктонных фораминифер по разрезам зон и ярусов различных климатических поясов, то получается сходная с приведенной выше картина. Так, планктонный комплекс датского яруса о.Тринидад представлен по данным Болли (Bolli, 1957a) девятью видами: *Globigerina daubjergensis* Bronn., *G. triloculinoides* Plumm., *G. spiralis* Bolli, *Globorotalia trinidadensis* Bolli, *G. compressa* (Plumm.), *G. pseudobulloides* (Plumm.), *G. uncinata* Bolli, *G. angulata* (White), *G. quadrata* (White). Отметим, что шесть видов (66%) из девяти относятся к роду *Globorotalia*. Совершенно аналогичная видовая ассоциация характеризует отложения датского яруса Италии (Bolli, Cita, 1960) и Мексики (Hay, 1960), с тою лишь разницей, что в датском комплексе Италии вид *Globorotalia angulata* представлен разновидностью *G. angulata abundocamerata*, а в Мексиканском разрезе отсутствует вид *G. angulata*, но определен вид *Globigerina triangularis* White.

В отложениях датского яруса Японии (формация Хобоси, Восточный Хоккайдо) отмечено уже только четыре вида планктонных фораминифер: *Globigerina* cf. *triloculinodes* Plumm., *G. daubjergensis* Bronn., *Globorotalia pseudobulloides* (Plumm.) и *G. compressa* (Plumm.). Аналогичный комплекс приводит Берггрен (Berggren, 1960) из отложений датского яруса Дании и южной Швеции.

"Заходящими" эвритермными видами планктонного комплекса морского бассейна датского времени в данном случае будут: *Globigerina daubjergensis*, *G. triloculinoides*, *Globorotalia compressa* и *G. pseudobulloides*, которые присутствуют в тропическом, субтропическом и бореальном комплексах.

В тенетском ярусе Англии (залив Беджвел) названы четыре вида (Haynes, 1956; Haynes, El-Naggar, 1964) планктонных фораминифер из рода *Globigerina*, тогда как в одновозрастных отложениях тропических и субтропических бассейнов насчитывается более двадцати видов, относящихся в большинстве своем к роду *Globorotalia*.

В сланцах Киораги (о.Амакуса, Япония), которые сопоставляются с зонами Hantkenina aragonensis и Globigerapsis kugleri формации Навет о.Тринидад, Асано (Asano, 1962) установил следующие виды: *Globigerina linaperta* Finl., *G. kushiroensis* Asano, *G. boweri* Bolli, *G. yeguaensis* Wenzierl et Appl., *G. venezuelana* Hedb., *Globorotalia bulbrooki* Bolli, *G. bonariensis* Pijup., *G. pseudomayeri*

Bolli, *G. spinuloinflata* (Bandy). Из одновозрастных отложений о. Тринидад Болли (Bolli, 1957b) приводит 27 видов планктонных фораминифер, из которых только четыре вида относятся к роду *Globigerina*.

В отложениях формации Козн-Делл (разрез Теколот) Калифорнии (Bandy, Kolpack, 1963) определено пять видов планктонных фораминифер: три вида рода *Globigerina* и два вида рода *Globorotalia*. Из одновозрастных отложений формации Навет о. Тринидад (зона Hantkenina aragonensis) комплекс планктонных фораминифер состоит из 19 видов с преимущественным развитием глоборталий (Bolli, 1957b).

При анализе приведенных выше сравнительных цифр, несомненно, следует учитывать состояние изученности планктона в третичных отложениях различных регионов. В этой связи небезынтересно напомнить, что до проведения специальных исследований по планктону из разреза третичных отложений о. Тринидад в монографии Кешмэна и Ренца (Cushman, Renz, 1946) было описано только два вида глоборталий, а из отложений сланцев Монтерей (Северной Америки) в монографии Клейнпелля (Kleinpell, 1938) был назван только один вид *Globigerina bulloides*, тогда как Липпс (Lipps, 1964), специально изучивший планктон из этих отложений в разрезе у Ньюпорта, описал 20 видов, относящихся к восьми различным родам.

При подборе сравнительного материала по изменению систематического состава и численности планктонных комплексов в различных климатических поясах мы старались обращаться к разрезам, находящимся на более или менее одинаковой стадии изученности, чтобы иметь возможность исключить влияние этого фактора на полученные выводы.

Несмотря на неравномерную и сравнительно слабую еще изученность планктонных фораминифер, особенно в северной части Тихоокеанской провинции, приведенные выше данные, число которых можно было бы умножить, позволяют прийти к заключению, что общие закономерности в распределении современного планктона, выражающиеся в уменьшении его численности, обеднении и уменьшении систематического состава при переходе от тропической и умеренной областей к бореальной и субарктической, справедливы и для бассейнов прошлого.

Эти выводы подтверждаются и материалами по фораминиферам из палеогеновых отложений Северной Камчатки и Корякского нагорья, расположенной уже на границе бореальной и субарктической областей, характеристика которых приводится ниже.

Третичные отложения Дальнего Востока СССР, так же как и одновозрастные отложения Японских островов и Тихоокеанского побережья Северной Америки, представлены мощной, до нескольких тысяч метров, толщей терригенных вулканогенно-осадочных пород. Неогеновые и верхнеолигоценовые отложения довольно хорошо охарактеризованы малакофауной.

Более древние отложения практически лишены макроокаменелостей. Их расчленение связано со значительными трудностями и не получает однозначного решения даже в региональном масштабе. Этот вопрос является сейчас одним из основных вопросов геологии Севера Тихоокеанской провинции не только Советского Союза, но и прилегающих областей.

Наиболее перспективной группой для детального расчленения и сопоставления этих отложений оказались фораминиферы, которые являются самой распространенной группой фауны в терригенно-вулканогенных толщах Дальнего Востока, встречаются довольно часто и иногда в большом количестве. Особенно ценно присутствие в отдельных горизонтах наряду с бентосными планктонных фораминифер.

Изучение фораминифер палеогеновых, а в равной степени и неогеновых отложений геосинклинальных частей океанических бассейнов связано со значительными трудностями, обусловленными тем, что представлены эти отложения обычно мощными, до нескольких тысяч метров, толщами, как правило, сильно метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, в которых фораминиферы распределены весьма неравномерно. Какой-либо четкой приуроченности микро-

фауны к определенному типу осадков нет, и поэтому приходится обрабатывать большое количество проб, чтобы не пропустить слой, содержащий фораминиферы. Тщательность и частота отбора образцов диктуются еще и тем, что планктонные фораминиферы, наиболее пригодные для целей широкой корреляции, встречаются редко и в небольших по мощности прослоях. Так, например, в одном из разрезов в хребте Какыйнэ (Корякское нагорье) в интервале верхний мел–нижний эоцен включительно (мощность около 1000 м) было обработано 210 образцов. Фораминиферы были обнаружены в 86 образцах, из них только с песчаными фораминиферами было 60 образцов, с известковыми и песчаными 26, а планктонные фораминиферы были встречены только в трех образцах. В связи с этим образцы для опробования отбирались не реже чем через 2–4 м по мощности и из всех литологических разностей. Метаморфизм пород требует непременного сплавления их с глауберовой солью при предварительном прокаливании и высушивании пород, так как другие методы не дают положительных результатов.

Для стратиграфической корреляции и палеогеографической реконструкции весьма ценным и необходимым элементом является, как показали исследования по современным фораминиферам, не только систематический состав комплекса, но и характеристика численных соотношений в нем различных групп фораминифер, а также численность видов. На эту сторону вопроса исследователи, к сожалению, очень редко обращают внимание, и только в последние годы данный метод стал входить как рабочий в практику микропалеонтологических исследований. Все дальневосточные разрезы были обработаны с учетом численности каждого вида фораминиферового комплекса на определенную навеску породы.

В разрезах вулканогенно–осадочных толщ северо–западного обрамления Тихого океана осадочные разности пород представлены некарбонатными осадками флишоидного типа, состоящими из ритмичного чередования песчаников, алевролитов и глинистых пород. В смене фораминиферовых сообществ как крупных литолого–стратиграфических единиц ранга серий и свит, достигающих тысячеметровых мощностей, так и внутри этих крупных подразделений, вплоть до отдельных пачек, наблюдается определенная периодичность в изменении комплексов. Развитие фораминиферовых сообществ в пределах ритмов независимо от того, соответствует ли этот ритм крупному стратиграфическому подразделению или представляет небольшую ритмично построенную пачку пород внутри одного подразделения, подчинено в принципе одним и тем же закономерностям: фораминиферы обычно наиболее разнообразно представлены в нижней трансгрессивной части ритма, где присутствуют как агглютинирующие, так и секреционные формы. Состав комплекса средней части ритма, соответствующей стабильной стадии или началу регрессивного этапа, более однообразен: в него переходят лишь отдельные виды трансгрессивного комплекса, преимущественно агглютинирующие. Верхняя часть ритма, как правило, лишена остатков фораминифер.

Планктонные фораминиферы в разрезе третичных отложений Дальневосточного побережья приурочены к сравнительно глубоководным фациям и встречаются преимущественно в нижних частях седиментационных циклов. Так, например, в разрезе п–ова Ильпинский в интервале от верхнего палеоцена до верхнего эоцена они появляются в шести горизонтах, разделенных пачками пород различной мощности, не содержащими планктонных фораминифер. В четырех случаях они связаны с грубообломочными породами – песчаниками или алевролитами, которыми обычно начинается седиментационный цикл, в двух – появление глобигеринид в разрезе не фиксировалось сменой литологического состава пород.

Видовой состав планктонной ассоциации в каждой из охарактеризованных планктоном пачек пород довольно различен. Различие видового состава тем больше, чем более значителен интервал, в котором планктонные фораминиферы отсутствуют. Этот факт вполне естествен, так как чем больше времени прошло между двумя моментами появления планктона, тем бо́льших изменений можно ожидать как в комплексе в целом, так и в развитии каждого входящего в него вида.

Поскольку планктонные фораминиферы в разрезе третичных отложений высокоширотных областей встречаются спорадически, то выделяемые на их основании стратиграфические подразделения не могут быть равноценны зональным подразделениям тепловодного пояса, т.е. единицам хроностратиграфической шкалы, одной из характеристик которых является их смыкаемость во времени. В разрезах Камчатки, Корякского нагорья и Командорских островов лишь отдельные узкие интервалы, охарактеризованные планктонными фораминиферами, на основании общности видового состава скоррелированы с зональными подразделениями тепловодного пояса.

В разрезе палеогеновых отложений Дальневосточного побережья СССР выделено шесть отличающихся по систематическому составу и численности комплексов планктонных фораминифер, характеризующих различные стратиграфические уровни, в неогене - два таких уровня. Отложения, охарактеризованные планктонными и бентосными фораминиферами, выделены нами в следующие биостратиграфические зоны (Серова, 1969а).

Зона Globigerina varianta - нижний палеоцен.

Зона Globigerina nana - Acarinina primitiva - верхний палеоцен.

Зона Globigerina turgida - Acarinina triplex - нижняя часть нижнего эоцена.

Зона Globigerina inaequispira - Pseudohastigerina voluta - верхняя часть нижнего эоцена.

Зона Globigerina boweri - нижняя часть среднего эоцена.

Зона Globigerina pseudoeocaena compacta - верхняя часть среднего эоцена.

Зона Globigerina bollii - нижняя часть среднего миоцена[1].

Зона Globorotalia lenguaensis - нижняя часть верхнего миоцена.

Пограничные верхнемеловые-нижнепалеогеновые отложения не содержат планктонных фораминифер. Они выделены в зону Rzehakina epigona. Следует отметить, что отсутствие планктонных фораминифер в пограничных между мелом и палеогеном (включая датский ярус) отложениях наблюдается во многих районах на континенте. Однако возрастной диапазон отложений, не содержащих планктон, в разных регионах различен. Так, на о. Тринидад он, по-видимому, захватывает самую верхнюю часть маастрихта и самые низы датского яруса и выделен в зонулу Rzehakina epigona (Bolli, 1957а). Примерно таков же возрастной интервал слоев с *Rzehakina epigona* в разрезе формации Морено (глины Дос-Палос) в Калифорнии (Martin, 1964; Крашенинников, 1971). В Корякском нагорье зона Rzehakina epigona охватывает верхи маастрихта, датский ярус и нижний палеоцен и перекрывается отложениями зоны Globigerina nana - Acarinina primitiva верхнего палеоцена (Тарасенко и др., 1970).

Комплекс зоны Globigerina varianta выделяется в основании кубовской свиты п-ова Кроноцкого (Восточная Камчатка) и характеризуется видами: *Globigerina varianta* Subb., *G. moskvini* Schutz., *G. incisa* Hill., *G. trivialis* Subb., *G. triloculinoides* Plumm., *Globorotalia compressa* (Plumm.), *G. pseudobulloides* (Plumm.) (рис. 1).

Видовой состав комплекса близок к верхнедатскому-нижнепалеоценовому комплексу Крымско-Кавказской области (Субботина, 1960; Шуцкая, 1970) и Калифорнии (Martin, 1964; Крашенинников, 1971). Однако отсутствие в его составе типичных зональных видов датского яруса как-то: *Globigerina baubjergensis* Bronn., *Globorotalia trinidadensis* Bolli, *Acarinina uncinata* (Bolli), довольно широкий диапазон характерного для планктонного комплекса кубовской свиты видов, а также преобладание в комплексе бентосных фораминифер, типичных для палеоценовых отложений, дает основание сопоставить эти отложения с зоной Globorotalia angulata Крымско-Кавказской области (Серова, 1966).

Комплекс зоны Globogerina nana-Acarinina primitiva был выделен в разрезе Западного берега п-ова Ильпинский - нижняя часть ильпинской серии (Серова, 1966), по р. Вывенке - иночвиваямская свита (Тарасенко и др., 1970) и в

---

[1] "Нижний", "средний" и "верхний" миоцен даны в том объеме, как они приняты на VI конгрессе по средиземноморскому миоцену в Братиславе в 1975 г. (Меннер и др., 1976).

нижней части говенской свиты (Серова, 1970) п-ова Говена. Наиболее характерные виды данного зонального комплекса: *Globigerina nana* Chalil., *G. triangularis* White, *G. bacuana* Chalil., *G. linaperta* Finl., *G. brevis* Schutzk., *G. coalingensis* Cushm. et Hanna, *G. triloculinoides* Plumm., *Acarinina acarinata* Subb., *A. primitiva* (Finl.). Наличие в комплексе перечисленных видов планктонных фораминифер позволяет считать эти отложения возрастным аналогом зоны Globorotalia velascoensis и относить их к верхнему палеоцену. Вероятным аналогом зоны Globigerina nana–Acarinina primitiva в Японии будут отложения формации Чиппомонай провинции Кусиро о. Хоккайдо, для которых отмечается присутствие вида *Globorotalia pseudomenardii* Bolli. В Калифорнии отложениям зоны Globigerina nana–Acarinina primitiva соответствуют частично или полностью отложения нижней части формации Лодо в ее стратотипическом разрезе в районе Коалинга, где В.А. Крашенинниковым (1971) в этой части разреза формации была выделена зона Globorotalia velascoensis с двумя подзонами: Globorotalia pseudomenardii и G. velascoensis (рис. 2).

Комплекс зоны Globigerina turgida–Acarinina triplex выделяется в нижней части кыланского горизонта п-ова Ильпинский. Наиболее характерными видами комплекса являются: *Globigerina turgida* Finl., *G. linaperta* Finl., *G. nana* Chalil., *G. angiporoides* Stacihe, *G. pileata* Chalil., *G. bacuana* Chalil., *G. triangularis* White, *G. coalingensis* Cushm. et Hanna, *Acarinina triplex* Subb., *Globorotalia whitei* Weiss, *G. tortiwa* Bolli, *G. stonei* Weiss, *G. crassaeformis* Gallow. et Wiessl., *G. bulbrooki* Bolli, *G. pseudoscitula* Glaessn., *G. aequa* Cushm. et Renz. и др. Отложения зоны Globigerina turgida–Acarinina triplex сопоставляются с отложениями зоны Globorotalia subbotinae Крымско-Кавказской области и с отложениями зон Globorotalia rex и G. formosa formosa Тринидада. В разрезах палеогеновых отложений Японии нет достоверных аналогов выделяемой зоны. Условно с ними могут быть сопоставлены отложения формации Акасимидзака островов Амакуса, в которых найдены единичные Globigerina cf. linaperta Finl.

Комплекс зоны Globigerina inaequispira–Pseudohastigerina voluta характеризует верхнюю часть кыланского горизонта п-ова Ильпинский. Планктонная ассоциация этого комплекса значительно более бедная по сравнению с комплексом зоны Globigerina turgida–Acarinina triplex и состоит преимущественно из трех видов: *Globigerina inaequispira* Subb., *G. pseudoeocaena pseudoeocaena* Subb. и *Pseudohastigerina* voluta (White.), имеющих, однако, значительную численность. Сопутствующие виды представлены единичными экземплярами *Globigerina post-triloculinoides* Chalil., *G. boweri* Bolli. Условно отложения, охарактеризованные данным комплексом, сопоставляются с зоной Globorotalia aragonensis единой шкалы, для которой названные виды являются характерными.

Комплекс зоны Globigerina boweri выделен в нижней части килакирнунского горизонта п-ова Ильпинский Восточной Камчатки (Serova, 1967; Серова, 1969б) и в разрезе Тигильской серии Паланского района Западной Камчатки (Серова, 1969б). Он состоит из представителей трех родов – *Globigerina, Acarinina* и *Pseudohastigerina*. Характерными видами комплекса являются *Globigerina boweri* Bolli, *G. kushiroensis* Asano, *G. yeguaensis* Wenz. et Appl., *G. pseudotriloculinoides* Chalil., *G. linaperta* Finl., *G. ouchitaensis* Howe et Wall., *G. pseudoeocaena* Subb., *G. tribulosa* Laebl. et Tapp., *G. ariakensis* Asano, *G. praeapertura* Serova, *Acarinina broedermanni* Cushm. et Berm., *Pseudohastigerina micra* (Cole). Сходная с комплексом зоны Globigerina boweri ассоциация фораминифер приводится Асано (Asano, 1962) из отложений нижней части свиты Киораги островов Амакуса (Япония), которая состоит из видов: *Globorotalia bulbrooki* Bolli, *G. bonariensis* Pyupers, *G. pseudomayeri* Bolli, *G. spinuloinflata* Bandy, *Globigerina linaperta* Finl., *G. kushiroensis* Asano, *G. yeguaensis* Wenz. et Appl. G. boweri Bolli. Отложения, охарактеризованные данным комплексом, Асано сопоставляет с двумя нижними зонами – Hantkenina aragonensis и Globigerapsis kugleri (зона Acarinina bullbrooki, по В.А. Крашенинникову, 1964, 1971) среднего эоцена.

В Калифорнии близкий по видовому составу к зоне Globigerina boweri комплекс планктонных фораминифер описан из отложений формации Кози-Делл в раз-

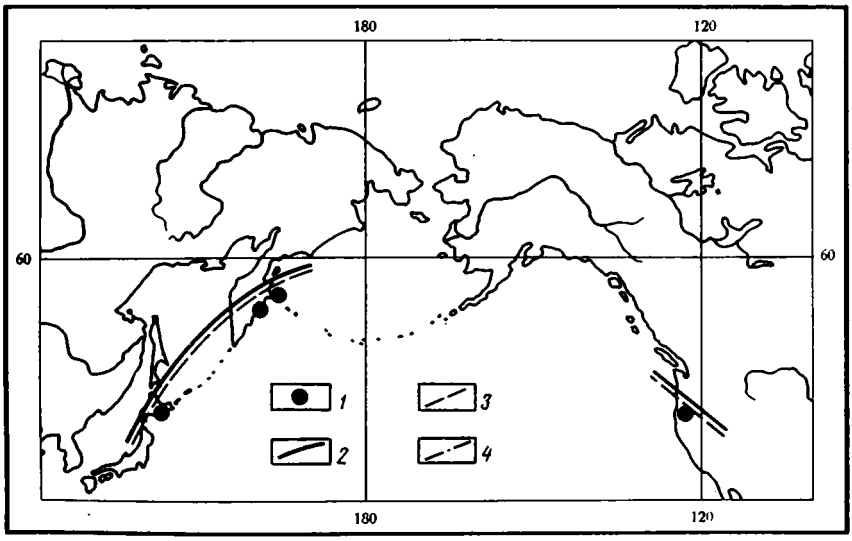


Рис. 1. Северная граница распространения планктонных фораминифер в датско-раннепалеоценовое время

1 – местонахождения планктонных фораминифер
2 – граница распространения рода *Globigerina*
3 – граница распространения рода *Globorotalia*
4 – граница распространения рода *Acarinina*

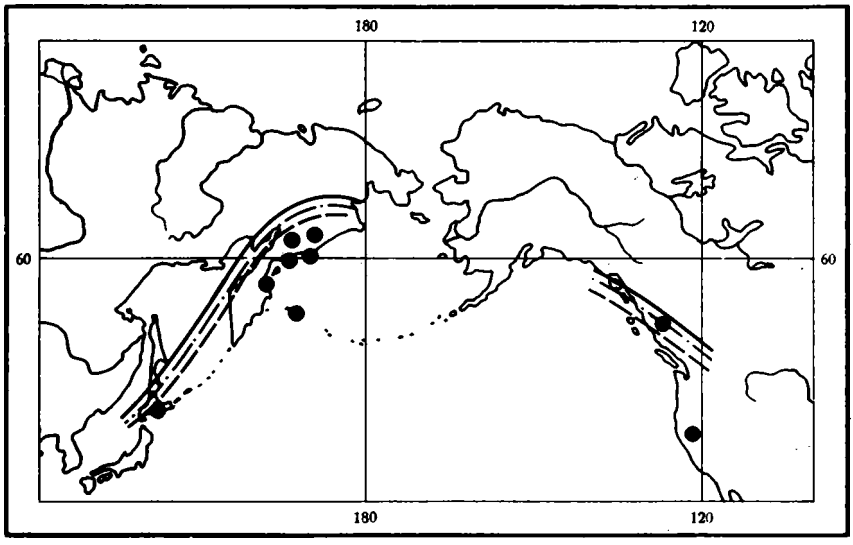
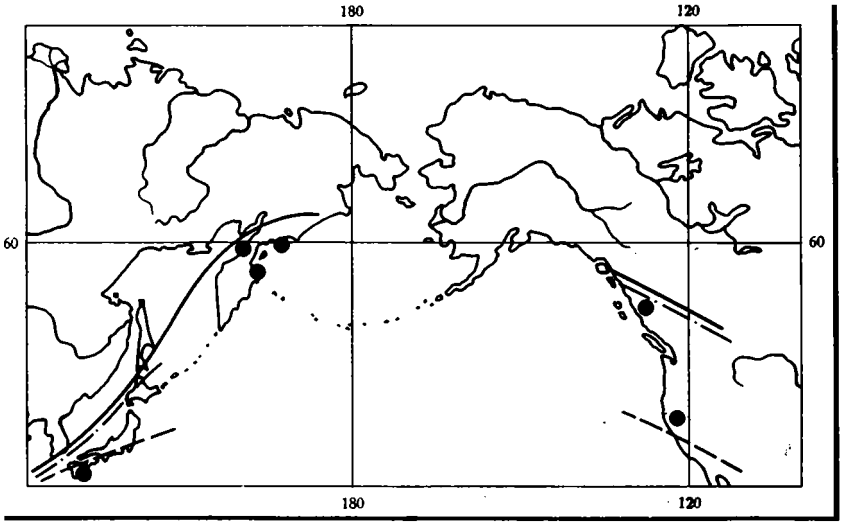


Рис. 2. Северная граница распространения планктонных фораминифер в позднепалеоценовое-раннеэоценовое время

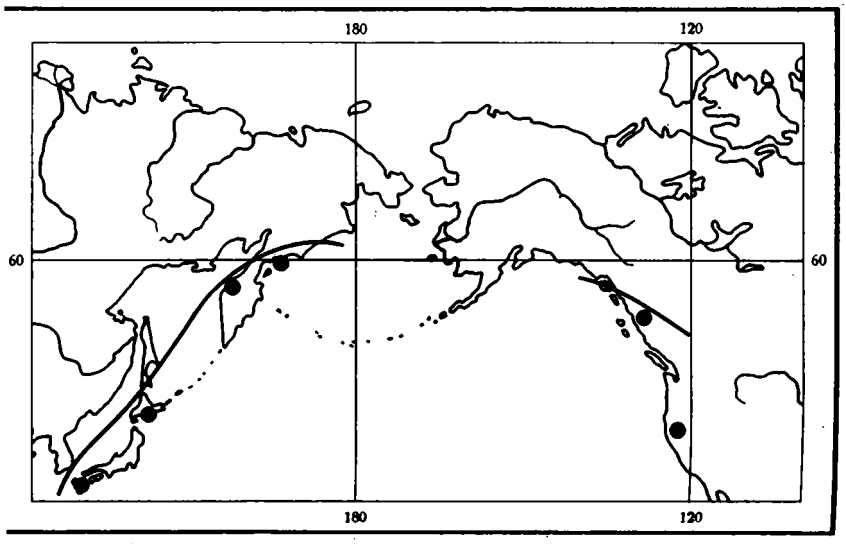
Условные обозначения см. на рис. 1

резе у тоннеля Теколот (долина Сан Хоакин), откуда Бэнди и Колпек (Bandy, Kolpack, 1963) приводят: *Acarinina pentacamerata* Subb., *Globigerina eocaena* Gümbel, *G. bakeri* Cole, *G. frontosa* Subb. (= *G. boweri* Bolli, по Бэнди и Колпеку), *Globorotalia nicoli* Martin, *G. decepta* Martin. Бэнди и Колпек считали эту часть разреза возрастным аналогом нижней части среднего эоцена Тринидада. В.А. Крашенинников (1971), также изучавший планктонные фораминиферы из формации Кози-Делл этого разреза, дополняет приводимый Бэнди и Колпеком список видами: *Acarinina bulbrooki* (Bolli), *A. aspensis* (Colom), *A. triplex* Subb., *Globigerina senii* Beckm., *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loebl. et Tapp., *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Clavigerinella jarvisi* (Cushm.), *G. akersi* Bolli, Loebl.



3. Северная граница распространения планктонных фораминифер в среднеэоценовое

ные обозначения см. на рис. 1



4. Северная граница распространения планктонных фораминифер в позднеэоценовое

ные обозначения см. на рис. 1

р. В.А. Крашенинников, так же как Бэнди и Колпек (Bandy, Kolpeck,1963), т эти отложения к нижней части среднего эоцена – зоне Acarinina bul- (рис. 3).

мплекс зоны Globigerina pseudoeocaena compacta характеризует верхнюю килакирнунского горизонта. Комплекс весьма беден и представлен не- ими видами рода *Globigerina*: *G. pseudoeocaena compacta* Subb., *G. praedes* Bann. et Blow, *G. eocaenica* Terq., *G. eocaena* Gümb., *G. senilis* Bandy. ения этой зоны условной относятся к верхней части среднего эоцена. верхнеэоценовых отложениях планктонные фораминиферы встречаются кра- дко в виде единичных экземпляров видов рода *Globigerina* (рис. 4) в от-

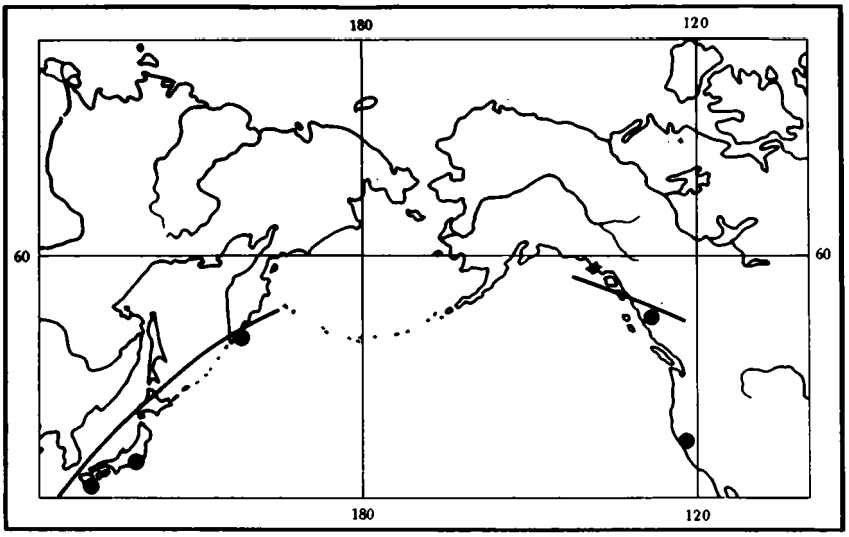


Рис. 5. Северная граница распространения планктонных фораминифер в олигоценовое-раннемиоценовое время

Условные обозначения см. на рис. 1

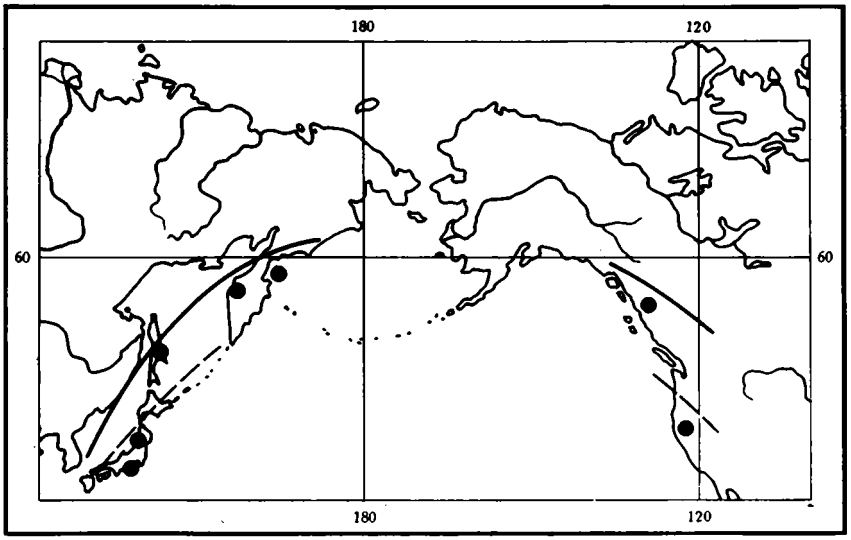


Рис. 6. Северная граница распространения планктонных фораминифер в среднемиоценовое время

Условные обозначения см. на рис. 1

ложениях самой верхней части верхнего эоцена (зона Caucusina eocaenica kamchatica; Serova, 1976). В олигоценовых (аманинско-гакхинский и утхолокско-вивентекский горизонты Западной Камчатки, алугинская и пахачинская свиты Восточной Камчатки) и нижнемиоценовых (кулувенский и ильинский горизонты Западной Камчатки) отложениях планктонные фораминиферы практически отсутствуют (рис. 5) и появляются на этих северных широтах лишь в среднем миоцене (рис. 6). В миоценовых отложениях Камчатки и Сахалина в настоящее время выделяются два уровня, охарактеризованных планктонными фораминиферами. Первый из них – уровень *Globigerina bolliї* – выделяется в нижней части какертского горизонта Западной Камчатки и нижней части окобыкайского горизонта Сахалина. Наряду с довольно многочисленными экземплярами вида *Glo-*

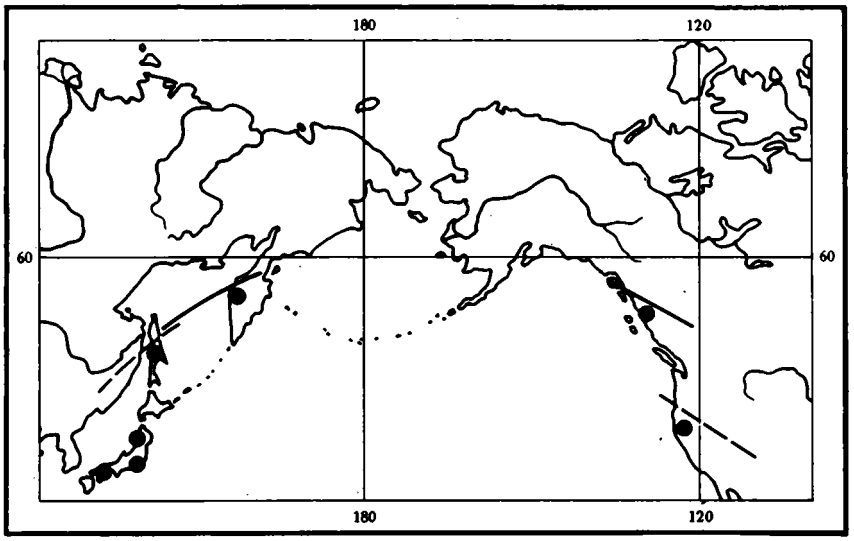


Рис. 7. Северная граница распространения планктонных фораминифер в позднемиоценовое время

Условные обозначения см. на рис. 1

bigerina bollii Cita et Premoli-Silva, в нем встречаются *Globigerina falconensis* Blow, *G. angustiumbilicata* Bolli, *G. paebulloides praebulloides* Blow, *G.* aff. *bulloides* d'Orb., *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides quadrilobata* Bann. et Blow. По бентосному и планктонному комплексам фораминифер эти отложения сопоставляются с формацией Нисикуросава (зона № 9 Блоу) и низами среднего миоцена (Лангийский ярус) Италии.

Второй уровень – *Globorotalia lenguaensis* – установлен в верхней части сертунайского горизонта Сахалина. Планктонная ассоциация этого уровня крайне бедна и представлена лишь несколькими экземплярами вида *Globorotalia lenguaensis* Bolli (Серова, 1977). На Западной Камчатке этому уровню соответствуют отложения нижней части этолонского горизонта с *Globigerina pachyderma* (Ehrenb.) (dex.) и *G. woodi* Jenk. (рис. 7). Отложения с *Globorotalia lenguaensis* Bolli, следуя итальянской шкале (Cita, Premoli Silva, 1960, 1968), соответствуют самой верхней части Серраваллия и низам Тортона (нижняя часть верхнего миоцена согласно схеме, принятой на VI конгрессе по средиземноморскому миоцену в Братиславе; Меннер и др., 1976).

Приведенные данные позволяют говорить о том, что наиболее глубокое проникновение планктонных фораминифер в высокоширотные бореальные и субарктические области происходило в датское и особенно в палеоценовое время (см. рис. 1, 2). Состав планктонного комплекса этого времени наиболее богат и разнообразен. Кроме глобигерин, в нем присутствуют даже элементы тропической фауны – килеватые глобороталии, характерные для комплексов тепловодных бассейнов. Начиная со второй половины раннего эоцена, комплекс планктонных фораминифер значительно беднеет, исчезают глобороталии, а в среднем эоцене и акаринины (см. рис. 3,4). В отложениях позднеэоценового времени на широтах Камчатки и Корякского нагорья встречаются лишь единичные глобигерины (см. рис. 5), которые в олигоцене и раннем миоцене практически отсутствуют. Северная граница распространения рода *Globigerina* опускается до 50° с.ш. (см. рис. 6). Планктонные фораминиферы этого времени на юге Японии и в Калифорнии представлены сравнительно богато и разнообразно.

Новое появление планктонных фораминифер на широтах Камчатки и Сахалина падает на среднемиоценовое время (см. рис. 6): в заметном количестве в разрезе появляются глобигерины и немногочисленные глобигериноидесы. Комплекс весьма беден по сравнению с одновозрастными комплексами более южных

широт (Япония, Калифорния), но в нем присутствуют виды, характерные для тепловодных комплексов, в частности вид *Globigerina bollii* Cita et Premoli Silva, типичный для комплекса среднего миоцена Средиземноморья и Параретиса.

В позднем миоцене комплекс резко беднеет как по численности, так и по разнообразию систематического состава (единичные виды глобигерин) и лишь на Сахалине отмечены единичные глобороталии, поднявшиеся в эти широты (см. рис. 7).

Несомненно, приведенные данные будут корректироваться при дальнейшем изучении фораминифер из разрезов высокоширотных областей, однако полученные по планктонным фораминиферам материалы уже сейчас позволили в значительной степени уточнить возрастные датировки выделяемых в стратиграфической шкале Дальнего Востока подразделений, разработать местную зональную шкалу и скоррелировать ее с ярусными шкалами сопредельных регионов Тихоокеанской провинции.

При сравнительном анализе планктонных фораминиферовых сообществ зональных подразделений различных регионов обращает на себя внимание бо́льшая близость состава планктонных фораминифер Камчатско-Корякского палеогена с комплексами одновозрастных отложений юга СССР, чем с комплексами более южных широт.

Приведем пример: в верхнепалеоценовых отложениях Камчатки планктонный комплекс состоит из видов: *Globigerina nana* Chalil., *G. ouachitaensis* Howe et Wall., *G. velascoensis* Cushm., *G. compressaeformis* Chalil., *G. bacuana* Chalil., *G. linaperta* Finl., *Globorotalia compressa* (Plumm.), *G. quabrata* (White), *G. elongata* Glaessn., *Acarinina primitiva* Finlay, *A. acarinata* Subb. и несколько новых видов глобигерин. Все названные виды известны из верхнепалеоценовых отложений Крымско-Кавказской области (Халилов, 1956; Шуцкая, 1966); восемь видов из этого комплекса присутствуют в одновозрастных отложениях Сирии (Крашенинников, 1964) и только три вида – в верхнепалеоценовых отложениях Тринидада (Bolli, 1957b).

В отложениях нижнего эоцена п-ова Ильпинский (Восточная Камчатка) были определены: *Acarinina triplex* Subb., *A. primitiva* (Finl.), *A. lensiformis* Subb., *Globigerina compressaeformis* Chalil., *G. triangularis* White, *G. velascoensis* Cushm., *G. turgida* Finl. В комплексе зоны Globorotalia subbotinae Крымско-Кавказской области, с которой сопоставляются эти отложения, имеются все перечисленные виды; в разрезе о. Тринидад в комплексе зон Globorotalia rex и G. formosa, синхронных зоне Globorotalia subbotinae (Крашенинников, 1964), установлены только три общих вида: *Globigerina triangularis* White, *Acarinina primitiva* (Finl.), *Globigerina turgida* Finl. Примерно такие же соотношения наблюдаются и при сравнении других комплексов. Несомненно, что Болли при определении планктонных фораминифер Тринидада, судя по списку литературы, не учитывал русских работ и, в частности, монографию Н.Н.Субботиной (1953). В противном случае число общих видов, несомненно, было бы несколько бо́льшим.

Приведенные данные по особенностям распространения планктонных фораминифер в третичных бассейнах подтверждают положение, установленное на современном планктоне, о закономерной смене систематического состава и численности в направлении от экватора к полюсам: в тепловодных бассейнах планктонная ассоциация представлена наиболее богато и разнообразно, в умеренных и холодных водах наблюдается постепенное обеднение систематического состава и численности планктонной фауны. Многустьевые глобигериниды, широко представленные в планктонном комплексе третичных отложений тропиков и субтропиков, в разрезах Камчатки, Корякского нагорья и северных частей Японии, пока не обнаружены. Отсутствуют они и в палеогене Севера Атлантической провинции (Дания, Швеция и др.).

Глобигерины, наиболее широко развитые в комплексах планктонных фораминифер северных районов Тихоокеанской провинции, по сравнению с теми же видами тропической и субтропической зон имеют свои провинциальные особенности морфологии раковины и характеризуются более плотным расположением ка-

мер, более компактной раковиной, а также значительно менее открытым устьем (Asano, Hatai, 1967; Serova, 1967).

При сопоставлении комплексов фораминифер и установлении их синхронности, особенно при сопоставлении удаленных разрезов, большое значение имеет точное определение видовой принадлежности, точная идентификация видов. В палеогеновых отложениях Северо-Западной части Тихоокеанской провинции в планктонном комплексе не было встречено ни одного индекс-вида, по которым выделены зоны в разрезах Тетиса. Однако, как уже было показано выше, в каждом из выделенных в палеогеновых и неогеновых отложениях Камчатки комплексов фораминифер имеются виды, входящие в зональные комплексы палеогена тепловодного пояса и позволяющие с большей или меньшей точностью датировать выделяемые подразделения в единицах международной шкалы.

Так, в упомянутом выше комплексе планктонных фораминифер из верхнего палеоцена Камчатки отсутствуют зональные индекс-виды верхнего палеоцена Тринидада: *Globorotalia velascoensis* и *G. pseudomenardii*; не обнаружена также и *Acarinina subsphaerica*, характерная для верхнепалеоценовых отложений юга СССР. Однако в камчатском комплексе имеются виды *Globigerina nana* и *Acarinina primitiva*, создающие здесь основной фон комплекса. Эти же виды характерны, наряду с другими видами, и для верхнепалеоценовых отложений Крымско-Кавказской области и Сирии, а вид *Acarinina primitiva* встречается и в верхнем палеоцене Тринидада. То же самое можно сказать и о виде *Globigerina inaequispira*, характерном для нижнеэоценовых отложений Крымско-Кавказской области (Субботина, 1953, 1960) и Сирии (Крашенинников, 1964) и широко представленном в одновозрастных отложениях Камчатки.

Наконец, мы переходим к одному из наиболее сложных и интересных вопросов – об объеме и принципах корреляции зональных подразделений тепловодных и холодноводных бассейнов. Как было видно из предыдущего изложения, для планктонной фауны тропических и субтропических бассейнов прошлого характерно почти непрерывное распространение ее по разрезу, огромное систематическое разнообразие и массовость, преимущественное развитие в планктонной ассоциации быстро эволюционирующих во времени систематических групп: глобороталий и многоустьевых глобигеринид, на которых и базируется зональная шкала Тетиса; зональные подразделения имеют узкий вертикальный диапазон.

В северных широтах (Камчатка, Сахалин, Корякское нагорье, северная часть Тихоокеанского побережья северной Японии) планктон по разрезу кайнозойских отложений встречается спорадически, разнообразие и численность отчетливо уменьшаются вверх по разрезу; планктонная ассоциация состоит преимущественно из глобигерин, реже акаринин; глобороталии представлены очень бедно и немногочисленными экземплярами. Многоустьевые глобигериниды полностью отсутствуют. Зональные подразделения охватывают более широкий возрастной интервал по сравнению с зонами Тетиса. Так, зона Globigerina nana–Acarinina primitiva соответствует двум зонам: Globorotalia pseudomenardii и G. velascoensis о. Тринидад; зона Globigerina turgida–Acarinina triplex также соответствует двум зонам тринидадского разреза – Globorotalia rex и G. formosa formosa. Другие зоны также имеют значительно больший вертикальный диапазон по сравнению с зональными подразделениями тепловодного пояса. Объяснение этому можно найти, во-первых, в спорадическом появлении в биоценозах холодноводных бассейнов прошлого планктонных фораминифер и, во-вторых, в бедности систематического состава планктонных комплексов северных морей, которые обычно состоят из немногих видов рода *Globigerina*, и лишь в качестве исключения в них присутствуют немногочисленные представители родов *Acarinina* и неорнаментированные *Globorotalia*. Так, если в отложениях датского яруса Тринидада Болли (Bolli, 1957a) различает девять видов глобигеринид (три вида рода *Globigerina* и шесть видов рода *Globorotalia*), а в Японии на о. Хоккайдо из синхронных отложений определены только четыре вида глобигерин и один вид глобороталий, то в пределах Корякского нагорья планктонные фораминиферы в отложениях данного возраста не обнаружены. Им соответствуют отложения с комплексом агглютинирующих фораминифер зоны Rzehakina epigona.

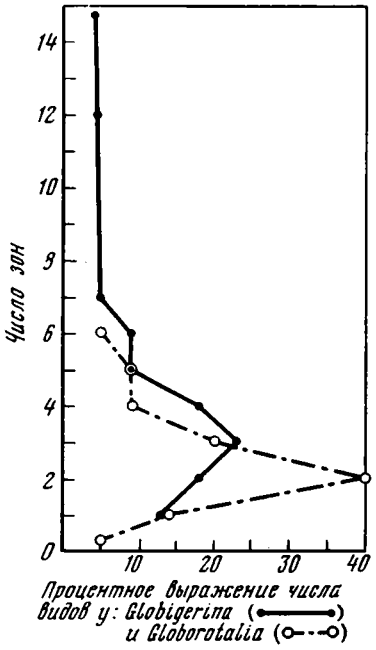


Рис. 8. Вертикальный диапазон видов рода *Globigerina* и рода *Globorotalia* в разрезе палеогеновых отложений о. Тринидад

Отложения зоны Globorotalia pseudomenardii в Тринидаде охарактеризованы двенадцатью видами глобороталий и тремя видами глобигерин, в то время как в синхронных отложениях восточного Хоккайдо встречен только один вид *Globorotalia pseudomenardii* Bolli. На Восточной Камчатке (п-ов Кроноцкий) в отложениях, сопоставленных с этой зоной, встречены исключительно глобигерины, представленные четырьмя видами. Из отложений зоны Globorotalia pusilla в Тринидаде Болли приводит три вида глобигерин и восемь видов глобороталий (Bolli, 1957a).

Еще более разительная картина выявляется при сравнении верхнеэоценовых комплексов: на Камчатке и в Корякском нагорье он представлен одним-двумя спорадически встречающимися видами рода *Globigerina*, тогда как в разреза о. Тринидад он состоит из восьми видов глобигерин, трех видов глобороталий и восьми видов других родов многоустьевых глобигеринид. В олигоценовых и миоценовых отложениях Камчатки Корякского нагорья эти виды практически отсутствуют.

Несомненно, что и в данном случае при анализе этих цифр надо делать поправку на степень изученности разрезов того или другого региона, но и при введении этого коэффициента совершенно очевидна значительно бо́льшая бедность систематического состава и малочисленность планктонного комплекса третичных отложений более северных широт и преимущественное развитие в комплексе представителей рода *Globigerina*, на которых в основном строится зональная шкала отложений холодноводных бассейнов. Протяженность во времени зональных подразделений, как известно, находится в прямой зависимости от быстроты эволюционного процесса основных индекс-групп фауны зональных подразделений. Весьма интересные данные в этом отношении получаются при сравнительном анализе вертикального диапазона отдельных видов глобороталий и глобигерин в разрезе датско-палеоценовых и эоценовых отложений о. Тринидад. В планктонной ассоциации в этом интервале определено 22 вида глобигерин и 36 видов глобороталий. Если общее количество видов глобигерин и глобороталий принять за 100%, то глобигерины в комплексе составят 36%; а глобороталии 64%. Виды с вертикальным диапазоном менее чем одна зона среди глобигерин отсутствуют, в комплексе глобороталий они составят 5% (два вида) от общего количества. Глобигерины с диапазоном в одну зону составляют 13% (три вида), а глобороталии 15% (пять видов). Глобигерины, прослеживающиеся в пределах полутора-двух зон, составляют 18%, глобороталии 40% (рис. 8).

Если среди глобороталий виды с вертикальным диапазоном не более двух зон составляют около 60%, то глобигерины с подобным диапазоном составляют не более 30%, остальные 60% видов глобигерин имеют вертикальный диапазон от трех до семи зон и 10% – более семи зон.

В этой связи становится очевидным, что зональные подразделения холодноводного пояса, выделяемые в основном по глобигеринам, будут, как правило, охватывать значительно больший интервал времени, и северные зоны будут соответствовать двум и более зонам тропической области. Диапазон холодноводных зон будет увеличиваться также и за счет включения в объем зоны отложений, не охарактеризованных планктонной фауной или вообще не содержащих

окаменелости (при условии непрерывного осадконакопления), поскольку, как уже отмечалось выше, в зональной шкале Северных районов четко фиксируется только нижняя граница зоны, а верхняя ее граница определяется нижней границей вышележащей зоны. Точность корреляции выделяемых стратиграфических подразделений различных климатических поясов находится в прямой зависимости от числа общих характерных для зон видов, входящих в комплекс.

При корреляции удаленных разрезов возникает и второй вопрос: следует ли сохранить для одновозрастных зональных стратиграфических подразделений название по зональному виду, широко представленному в том разрезе, где зона была впервые выделена, и отсутствующему в другом разрезе, когда весь сопутствующий зональный комплекс не оставляет сомнений в синхронности этих отложений? Представляется, что было бы неправильным оставлять за этим зональным комплексом название по индекс-виду, который в данном комплексе отсутствует. В подобном случае следует выделять местную зону по названию того вида, который в данном комплексе является характерным и преобладающим в количественном отношении. В случае же присутствия в комплексе зонального вида, даже в небольшом числе экземпляров, следует сохранять название зоны по этому зональному виду.

ЛИТЕРАТУРА

Беляева Н.В. 1962. Распределение планктонных фораминифер в водах и современных осадках Индийского океана. Автореф. канд. дисс. ИО АН СССР.

Беляева Н.В. 1964. Распределение планктонных фораминифер в водах и на дне Индийского океана. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, вып. 68.

Беляева Н.В. 1968. Количественное распределение раковин планктонных фораминифер в современных осадках Тихого океана. – Океанология, т. 8, вып. 1.

Беляева Н.В., Саидова Х.М. 1965. Соотношение бентосных и планктонных фораминифер в поверхностном слое осадков Тихого океана. – Океанология, т. 4, вып. 6.

Крашенинников В.А. 1964. Значение фораминифер открытых тропических бассейнов датского и палеогенового времени для разработки международной стратиграфической шкалы. – Вопр. микропалеонтол., вып. 8.

Крашенинников В.А. 1965. Зональная стратиграфия палеогена Восточного Средиземноморья. – Труды ГИН АН СССР, вып. 133.

Крашенинников В.А. 1969. Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической областей. – Труды ГИН АН СССР, вып. 202.

Крашенинников В.А. 1971. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северной части Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). – Вопр. микропалеонтол., вып. 14.

Крашенинников В.А. 1973. Стратиграфия миоценовых отложений области Атлантического, Индийского и Тихого океанов по фораминиферам. – Труды ГИН АН СССР, вып. 233.

Меннер В.В., Невесская Л.А., Габуния Л.К., Носовский М.Ф. 1976. Проблемы стратиграфии неогена Средиземноморья. – Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. 41 (5).

Морозова В.Г. 1959. Стратиграфия датско-монтских отложений Крыма по фораминиферам. – Докл. АН СССР, т. 124, № 5.

Морозова В.Г. 1960. Зональная стратиграфия датско-монтских отложений СССР и граница мела с палеогеном. Международн. геол. конгр., XXI сессия, пробл. 5.

Серова М.Я. 1966. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. – Труды ГИН АН СССР, вып. 127.

Серова М.Я. 1969а. Зональное расчленение и корреляция палеогеновых отложений Северо-Западной части Тихоокеанской провинции. В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука".

Серова М.Я. 1969б. Среднеэоценовые планктонные фораминиферы Западной Камчатки. – Вопр. микропалеонтол., вып. 12.

Серова М.Я. 1970. Планктонные фораминиферы верхнепалеоценовых отложений п-ова Говен. – Вопр. микропалеонтол., вып. 13.

Серова М.Я. 1977. Стратиграфическое значение вида *Globorotalia lenguaensis* Bolli для миоценовых отложений Сахалина. – Вопр. микропалеонтол., вып. 19.

Субботина Н.Н. 1936. Стратиграфия нижнего и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер. – Труды НИГРИ, серия А, вып. 96.

Субботина Н.Н. 1947. Фораминиферы датских и палеогеновых отложений Север-

ного Кавказа. – В кн.: Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Ленгостоптехиздат.

Субботина Н.Н. 1953. Глобигериниды, хантекениды и глобороталииды. – Труды ВНИГРИ, нов. серия, вып. 76.

Субботина Н.Н. 1960. Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений юга Европейской части СССР. – В кн.: Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР.

Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. 1970. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни-Какыйнэ (Корякское нагорье). – Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Халилов Д.М. 1956. О пелагической фауне фораминифер палеогеновых отложений Азербайджана. – Труды Ин-та геол. АН АзССР, вып. 17.

Шуцкая Е.К. 1965. Нижний палеоген Крыма, Предкавказья и Западной части Средней Азии. Зональная стратиграфия, фораминиферы, палеогеография. Автореф. докт. дисс., ГИН АН СССР, М.

Шуцкая Е.К. 1970. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и Западной части Средней Азии. – Труды ВНИГНИ, вып. LXX.

Asano K. 1962. Tertiary Globigerinids from Kyushu. – Repts Tohoku Univ., Ser. 2, Spec. v. N 5.

Asano K., Hatai K. 1967. Micro- and macropaleontological tertiary correlations within Japanese Islands and with planctonic foraminiferal sequences of foreign countries. – In: Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific, Sasaki Printing and Publishing Co Ltd., Sendai, Japan.

Asano K., Takayanagi Y. 1965. Stratigrpaphic significance on the planktonic foraminifera from Japan. – Sci. Repts Tohoku Univ., Ser. 2, v. 37, N 1.

Asano K., Takayanagi Y. 1969. Stratigraphic significance of the planktonic foraminifera. – Miner. Resour. Develop., Ser. U.N., N 30.

Bandy O.L. 1964. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation. – Micropaleontology, v.10, N 1.

Bandy O.L., Kolpack R. 1963. Foraminiferal and sedimentological trends in the Tertiary section of Tecolote Tunnel, California. – Micropaleontology, v. 9, N 2.

Berggren W.A. 1960. Some planctonic foraminifera from the Lower Eocene (Ypresian) of Denmark and Northwestern Germany. – Contrib. Geol. Stockholm. Univ., v. 5, N 3.

Berggren W.A. 1963. Review of fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation. – Micropaleontology, v. 9, N 4.

Berggren W.A. 1965. Some problems of Paleocene-Lower Eocene planctonic foraminiferal correlations. – Micropaleontology, v.11, N 3.

Blow W.H. 1959. Age, correlation and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon formations, eastern Falcòn, Venezuella. – Bull. Amer. Paleontol., v. 39, N 178.

Bolli H. 1975a. The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizards Springs formation of Trinidad. – Bull. U.S. Nat. Museum, N 215.

Bolli H. 1957b. Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formation of Trinidad, B.W.I. – Bull. U.S. Nat. Museum, N 215.

Bolli H. 1957c. Planctonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. – Bull. U.S. Nat. Museum, N 215.

Bolli H., Cita M.D. 1960. Upper Cretaceous and Lower Tertiary planctonic foraminifera from the Paderno d'Adda section, Northern Italy. – Rept 21st Sess. Intern.Geol. Congr. Norden, pt 5. Copenhagen, Det berlingske Begtrykkeri.

Bradshaw J.S. 1959. Ecology of living planctonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean. – Contribs Cushman Found. Foraminiferal Res., v. 10, pt 2.

Cita M.B., Blow W.H. 1969. The biostratigraphy of the Langhian, Serravallian and Tortonian stages in the type sections in Italy. – Riv. ital. paleontol., v. 75, N 3.

Cita M.B., Premoli Silva I. 1960. Pelagic foraminifera from the type Langhian. – Rept 21st Sess. Intern. Geol. Congr., Norden, pt 22.

Cita M.B., Premoli Silva I. 1968. Evolution of the planctonic foraminiferal Assemblages in the stratigraphical interval between the type-Langhian and type-Tortonian and biozonation of the Miocene of Piedmont. – Giorn. geol., ser. 2, v. XXXV, pt 111.

Cushman J., Renz H. 1946. The foraminiferal fauna of the Lizard Springs formation of Trinidad, British West Indies. – Contribs Cushman Lab. Foraminiferal Res. Spec. Publ., N 18.

Eames F., Banner F., Blow W., Clarke W. 1962. Foundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation. – Cambridge Univ. Press.

Hay W.W. 1960. The Cretaceous-Tertiary boundary in the Tampico Embayment, Mexico. – Rept. 21 st Sess. Intern. Geol. Congr., Norden, pt 5, Copenhagen, Det berlingske Bergtrykkeri.

Haynes J. 1956. Certain smaller British Paleocene foraminifera; pt 1, – Contribs Cushman Found. Foraminiferal Res., v. 9 pt 4.

Haynes J., El-Naggar Z. 1964. Reworked Upper cretaceous and Danian planctonic foraminifera in the type Thanetian. – Micropaleontology, v. 10, N 3.

Hornibrook N. de B. 1958. New Zealand Upper cretaceous and Tertiary foraminiferal

zones and some overseas correlations. – Micropaleontology, v. 4, N 1.
Jenkins D.G. 1965. Planctonic foraminifera and Tertiary intercontinental correlation. – Microphleontology, v. 11, N 3.
Kleinpell R. 1938. Miocene stratigraphy of California. Tulusa, Amer. Assoc. Petrol. Geol.
Lipps J. 1964. Miocene planctonic foraminifera from Newport Bay, California. – Tulane Studies Geol., v. 2, N 1.
Lipps J. 1967a. Planktonic foraminifera, intercontinental correlation and age of California Mid-Cenozoic microfaunal stages. – J. Paleontol., v. 41, N 4.
Lipps J. 1967b. Miocene calcareous plancton, Reliz canyon, California. – In: Gabilan range and adjacent San Andreas Fault guidebook. Amer. Assoc. Petrol. Geologist. and Soc. Econ. Paleontol. and Mineral., Pacific section.
Maiya S., Saito T. 1976. Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of Northwest Pacific sedimentary sequences. – In: Progress in micropaleontology. New York, Micropaleontol. Press. Spec. Publ. Amer. Museum Natur. History.
Maiya S., Saito T., Sato T. 1976. Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of northwest Pacific sedimentary sequences. – In: Progress in micropaleontology. New York, Micropaleontol. Press Amer. Mus. Natur. History.
Mallory S. 1959. Lower Tertiary Biostratigraphy of the California coast ranges. Tulusa.
Martin L. 1964. Upper cretaceons and Lower Tertiary foraminifera from Fresno County California. Jahrb. Bundesanstalt, Sonerband 9, Wien.
McKeel D.R., Lipps J.H. 1972. Calcareous plankton from the Tertiary of Oregon. – Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., v. 12.
McKeel D.R., Lipps J.H. 1975. Eocene and Oligocene planctonic foraminifera from the Central and Southern Oregon coast Range. – J. Foram. Res., v. 5, N 4.
Saito T. 1963. Miocene planctonic foraminifera from Honshu, Japan. – Sci. Repts Tohoku Univ., Ser. 2, v. 35, N 2.
Saito T., Maiya S. 1973. Planctonic foraminifera of the Nishikurosawa formation, Northeast Honshu, Japan. – Trans. Proc. Paleontol. Soc. Japan, N.S., N 91.
Serova M. Ya. 1967. The zonal scale of the paleogene deposits of the north-western part of the Pacific Province and their correlation to the Tethys deposits. – Repts XI Pacif. Congr., Tokyo.
Serova M. Ya. 1976. The Caucasina eocaenica kamchatica zone and the Eocene-Oligocene boundary in the northwestern Pacific. – In: Progress in micropalentology. New York, Micropaleontol. Press Amer. Museum Natur. History.
Shinbo K., Maiya S. 1969. Neogene Tertiary planctonic foraminiferal zonation in the Japanese oil producting provinces. – ECAFE Petrol. Sympos., Canberra.
Takayanagi Y., Oba T. 1966. Stratigraphic change and significance of planktonic foraminifera from the Oga Peninsula. – Geol. Soc. Japan, J., v. 72, N 1.
Takayanagi Y., Takayama T., Sakai T., Oda M., Kitazato H. 1976. Microbiostratigraphy of some Middle Miocene sequencens in northern Japan. – In: Progress in micropaleontology. New York, Micropaleontol. Press Amer. Museum Natur. History.

Planktonic Foraminifera of Paleogene and Neogene in the Northern Part of the Pacific Province

M. Ya. Serova

The space distribution of planktonic foraminifera of the past, these being the basis of zonal subdivisions of the stratigraphic scales of Mesozoic and Cenozoic deposits, are characterized by the same regularities as those observed in the recent oceanic basins: the richest planktonic assemblages are representative of Mesozoic and Cenozoic deposits of the tropic and subtropic belts.

Presence of planktonic foraminifera in Tertiary sediments of high latitudinal areas enables a correlation of stratigraphic units of the local scales to the subdivisions of the zonal scale of warm-water basins.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Выпуск 21 Вопросы микропалеонтологии 1978 г.
Ответственный редактор В.В. Меннер

Е. Л. КУЛИК
Геологический институт Академии наук СССР

ИЗВЕСТКОВЫЕ ЗЕЛЕНЫЕ (СИФОНОВЫЕ) ВОДОРОСЛИ АССЕЛЬСКОГО И САКМАРСКОГО ЯРУСОВ БИОГЕРМНОГО МАССИВА ШАХТАУ (БАШКИРИЯ)

Известковые водоросли верхнего карбона и нижней перми Советского Союза изучены еще очень мало и в основном известны только из Кавказо-Синийской палеобиогеографической области по спискам (Миклухо-Маклай, 1966) и северного и среднего Урала (Кордэ, 1951; Чувашов, 1967, 1974). Слабая изученность водорослей явствует и из сводок В.П. Маслова (1956), Основ палеонтологии, т. 14 (1963), а также из работы Б.И. Чувашова (1974). В последней работе Чувашов дал описание ассельских и сакмарских водорослей среднего и северного Урала, а также обстоятельный исторический обзор изученности известковых водорослей земного шара с таблицей стратиграфического и географического распространения известковых водорослей от среднего отдела карбона до верхнего отдела перми, с картой распространения характерных комплексов пермских водорослей земного шара. Сравнивая карты нахождений позднекаменноугольных и раннепермских ископаемых водорослей на территории СССР, приведенные Масловым (1956) и Чувашовым (1974), видим, что изученность этой группы организмов в течение многих лет продвинулась очень мало.

За рубежом данные об известковых водорослях позднего карбона и ранней перми в первой половине века были в небольшом объеме. Только с пятидесятых годов начинается более интенсивное изучение и в Японии, затем в Соединенных Штатах Америки, а с шестидесятых годов – в Европе, Турции и Северной Африке. В 1963 г. появилась сводка Д. Джонсона (Johnson, 1963) по водорослям позднего карбона и ранней перми в глобальном масштабе с картами географического распространения и таблицами стратиграфической приуроченности. Наибольшее значение для нашего исследования имеют результаты изучения альгофлоры за последние пятнадцать лет в Югославии и Австрии (Johnson, 1963; Kochansky, Herak, 1960; Ramovš (in Kochansky-Devidé), 1965; Johnson, Danner, 1966; Kochansky-Devidé (in Ramovš), 1966; Rácz, 1966a, b; E. Flügel, 1966; Kochansky-Devidé, 1970a, b; Homann, 1972; и др).

Малая изученность ископаемой водорослевой флоры, небольшое число специально описательных работ, в особенности по известковым водорослям верхнего карбона и ранней перми, приводят к тому, что ряд исследователей игнорируют стратиграфическое значение этих ископаемых и считают их только фациальными показателями. К такому выводу пришел и Б.И. Чувашов (1974), как и ряд зарубежных исследователей (Flügel, 1966; и др.).

Поэтому изучение альгофлоры из разреза биогермного массива Шахтау в Южной Башкирии вблизи г. Стерлитамака представляет определенный интерес. В этом классическом местонахождении за последние годы были проведены детальные литологические исследования, составлены литолого-фациальные карты (Королюк, Кириллова, 1973), проведено стратиграфическое и палеоэкологическое исследования по фузулинидам (Раузер-Черноусова, 1975). В нашу задачу входило изучение водорослевой флоры массива, выявление ее изменений во времени.

Материалом послужили многолетние сборы И.К. Королюк, дополненные сборами Д.М. Раузер-Черноусовой и Е.Л. Кулик, в стратиграфическом интервале от ассельского яруса верхнего карбона до стерлитамакского горизонта сакмарского яруса нижней перми.

Было изучено свыше 600 шлифов из 280 образцов. По отдельным стратонам число образцов сильно колеблется. Так, по ассельскому ярусу, представленному на массиве Шахтау неполно, только самой верхней частью средней зоны и верхней зоной, число образцов составляет 12 для средней и 51 для верхней зон. В сакмарском ярусе тастубский горизонт, слагающий большую часть массива, охарактеризован 140 образцами, а по отдельным его стратонам (ts_1, ts_2 и ts_3) соответственно 86, 34 и 20. Стерлитамакский горизонт изучен по 77 образцам, 12 для нижней зоны и 65 для верхней.

Биогермный массив Шахтау сложен отложениями ассельского, сакмарского и артинского ярусов. Ассельский ярус, согласно стратиграфической схеме по фузулинидам, представлен верхней частью средней зоны и верхней зоной, т.е. верхней частью зоны Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda (ass_2)[1] и зоной Sch. sphaerica и Ps. firma (ass_3). В сакмарском ярусе выделяются тастубский и стерлитамакский горизонты. Тастубский горизонт подразделяется на две провинциальные зоны: Pseudofusulina moelleri в составе двух местных подзон - Ps. moelleri и ругозофузулин (ts_1) и Ps. moelleri и Ps. bashkirica (ts_2) и зону Ps. verneuili (ts_3). Стерлитамакский горизонт разделяется на две зоны: Ps. callosa (st_1) и Ps urdalensis (st_2).

При описании альгофлоры были использованы образцы с наиболее хорошо сохранившимися водорослевыми остатками, относящимися к типу зеленых порядка сифоновых (семейства кодиевые и дазикладиевые). Водоросли определялись в шлифах по случайным сечениям, в одном случае удалось изучить их в породе и сделать ориентированные срезы, но выделить водоросли из породы не удалось.

В процессе исследования обнаружилось, что в литературе, посвященной этой достаточно важной группе ископаемых организмов, до сих пор не выработалось единой терминологии морфологических признаков и однозначного понимания их таксономического ранга. В результате возникают большие трудности в определении не только видов, но и родов. Правда, с этим обстоятельством сталкиваются не одни палеоальгологи, а и неоальгологи, хотя последние и имеют дело с живым организмом.

При изучении башкирского материала и сравнении его с зарубежным была сделана попытка максимального использования всех наблюдающихся морфологических признаков и их взаимоотношений и поиска дополнительных критериев для определения видов. Был широко применен статистический метод при сравнении полученных нами данных и ранее опубликованных описаний видов, что позволило в некоторых случаях дополнить родовые и видовые диагнозы. Выявилось широкое понимание как родов, так и видов различными исследователями, что снижает стратиграфическое значение водорослей.

---

[1] В статье зоны ассельского яруса условно обозначаются индексами ass_2 и ass_3, зоны и подзоны тастубского горизонта индексами ts_1, ts_2, ts_3, зоны стерлитамакского горизонта - st_1 и st_2.

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

ТИП CHLOROPHYTA

КЛАСС EUCHLOROPHYCEAE

ПОРЯДОК SIPHONALES

СЕМЕЙСТВО CODIACEAE ZANARDINI, 1843

Род *Eugonophyllum* Konishi et Wray, 1961

Типовой вид – *Eugonophyllum johnsoni* Konishi et Wray, 1961; верхний карбон США.

Диагноз (по Konishi, Wray, 1961, с сокращениями). Таллом – широкий волнистый лист, спорадически перфорированный, состоит из сердцевины (медулы) и обызвествленной коры. Нити медулы параллельны поверхности листа, дихотомирующие и переплетающиеся. Кора подразделяется на два слоя: внутренний, состоящий из анастомозирующих утрикулей, параллельных поверхности коры, и внешний, пронизанный тонкими веточками, отходящими перпендикулярно от утрикулей.

Возраст и распространение. Верхний карбон–нижняя пермь юга США, средний карбон Испании и Югославии, верхний карбон–пермь Югославии, нижняя пермь Карнийских Альп, средний карбон Японии; в СССР ассельский и сакмарский ярусы Башкирии и Среднего Урала.

Eugonophyllum johnsoni Konishi et Wray, 1961

Табл. I, фиг. 1–3

Eugonophyllum johnsoni: Konishi, Wray, 1961, стр. 622, табл. 75, фиг. 4, 5, 7–18; Rácz, 1966b, стр. 258, табл. 6, фиг. 31–34; Flügel, 1966, стр. 20–21, табл. 3, фиг. 3, 4; Toomey, 1969, стр. 1322–1323, табл. 152, фиг. 1–5; Kochansky-Devidé, 1970a, стр. 11, табл. 1, фиг. 2, 3; Homann, 1972, стр. 177–178, табл. 2, фиг. 14; Чувашов, 1974, стр. 18, табл. 2, фиг. 4–5, табл. 3, фиг. 1–6.

Eugonophyllum magnum: Kochansky-Devidé, 1970b, стр. 210, 211, 238, 239, табл. 20, фиг. 3–6.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/1, 4513–2; сакмарский ярус, гастубский горизонт, подзона Pseudofusulina moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Таллом листовидный, волнистый; длина фрагментов от 3 до 7 мм и более; толщина листа 0,375–1,437 мм. Медула, как правило, перекристаллизована и не позволяет судить о заполняющих ее нитях. Внутренний слой коры толщиной 60–175 мк состоит из тесно расположенных утрикулей; форма их округлая или овоидная с диаметром 62–75 мк. От утрикулей, перпендикулярно поверхности листа, отходят пучки тонких веточек диаметром 37 мк, пронизывающие внешний обызвествленный слой коры. Обызвествление слабое и неравномерное (толщина внешнего слоя от 25 до 100 мк), иногда местами почти исчезающее. Между утрикулями и на поверхности таллома встречены мешкообразные полости, шарообразные или овоидные, являющиеся, возможно, органами размножения; их размеры во внутреннем слое коры 125 × 150 мк, на поверхности таллома 150 × ×162 и 187 × 312 мк (табл. I, фиг. 1). Во внутреннем слое коры экземпляра № 4513/1 (табл. I, фиг. 2) наблюдается булавовидное тело, размером 75 × 90 мк, с ножкой длиной 30 и шириной 25 мк, с поверхностным слоем желтовато-бурого цвета толщиной около 5 мк – возможно, гематангий.

Измерения, мк (кроме галлома – в мм)

Экз. №	Таллом		Ширина медулы	Диаметры	
	длина	ширина		утрикулей	веточек
4513/1	6,440	0,5–1,437	250–850	62	37
4513/2	7,000	0,6–0,825	312–500	62–75	–

Сравнение. Башкирская форма *Eugonophyllum johnsoni* Konishi et Wray отличается от американской лишь преобладанием более крупных утрикулей, размеры которых лежат в пределах, указанных для этого вида. По размерам утрикулей шахтаусская форма сходна с *E. magnum*, описанной из гор Караванк (Kochansky-Devidé, 1970b), на основании чего последний вид отнесен к *E. johnsoni*. От остальных видов рода отличается округлой формой утрикулей.

Возраст и распространение. В СССР – ассельский и сакмарский ярусы Башкирии и среднего Урала; средний карбон Испании; верхний карбон США; ассельский и сакмарский ярусы Италии, Австрии и Югославии.

Материал. Один образец из ass_2, пять из ts_1, один из st_2.

Eugonophyllum mülderi Rácz, 1966

Табл. I, фиг. 4, 5

Eugonophyllum mülderi: Rácz, 1966a, стр. 106, табл. 12, фиг. 1–4

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/6, 4513/7, 4513/8, ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Таллом листовидный, волнистый, неравномерно обызвествленный; медула перекристаллизована. Во внутреннем коровом слое прослеживаются расширяющиеся к внешнему ограничению листа округло-угловатые сечения утрикулей и отходящие перпендикулярно от них пучки тонких веточек, пронизывающие внешний обызвествленный слой коры. Конечные веточки в пучках встречены двух типов и размеров: центральные веточки в виде усеченного конуса с основанием, направленным к краю листа, и боковые цилиндрические, более тонкие.

Измерения, мк (кроме галлома – в мм)

Экз. №	Таллом		Медула		Диаметр		
	длина	ширина	ширина	диаметр нитей	утрикулей	веточек боковых	веточек центральных
4513/6	2,250	0,375–0,750	400	50–62	–	25	–
4513/7	2,500	0,375	187–250	50	37	–	–
4513/8	1,848	0,375–0,475	350–375	37	37	12–35	62

Сравнение. От *Eugonophyllum mulderi* Rácz из Северо-Восточной Испании отличается большей шириной внутреннего слоя коры, а от *E. johnsoni* Konishi et Wray более угловато-округлой, расширяющейся наружу формой утрикулей и наличием двух типов веточек.

Замечания. Судя по скошенному продольному сечению экземпляра № 4513/7, базальная часть галлома цилиндрическая, переходящая в уплощен-

ную листовидную (табл. I, фиг. 5). На табл. I, фиг. 4 виден пучок конечных веточек, в середине которого помещается центральная конусообразная веточка; сходная картина изображена в первом описании вида (Rácz, 1966a, табл. 12, фиг. 1).

Возраст и распространение. Ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; сакмарский ярус, гастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия. Средний карбон Испании.

Материал. Один образец из ass_2 и один из ts_1.

Eugonophyllum konishii Kulik, sp. nov.

Табл. II, фиг. 1–3

Название вида – в честь японского исследователя водорослей К. Кониши (K. Konishi).

Голотип – ГИН АН СССР, № 4513/10, сакмарский ярус, гастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Оригинал – ГИН АН СССР, № 4513/3а, сакмарский ярус, гастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Таллом листовидный, широкий, слабо лопастной, тонкий, обызвествление слабое и неравномерное. Медула перекристаллизована. Утрикули, образующие внутренний слой коры, в продольном сечении бисквитовидной или округлой формы; от них отходят пучки веточек, образующие внешний слой коры; веточки участками разветвляются на нити (табл. II, фиг. 3).

Измерения, мк (кроме таллома – в мм)

Экз. №	Таллом		Ширина медулы	Диаметр		Толщина коры	
	длина	ширина		утрикулей	веточек	внутреннего слоя	внешнего слоя
4513/10	3,100	0,375	187	37–62	15–12	62–125	50–62
4513/3а	2,604	0,756	525–812	37–62	25–37	125–175	25–62

Перфорация имеется в виде темного округлого пятна диаметром 350×375 мк (табл. II, фиг. 2). Во внутреннем слое коры среди утрикулей наблюдается образование в виде округлой полости с четко выраженной темной стенкой (табл. II, фиг. 3), его внешний диаметр 62 мк, внутренний – 42 мк и толщина темной стенки 10 мк; возможно, что это образование относится к развивающемуся репродуктивному органу, еще не вышедшему на поверхность листа.

Сравнение. Выделенный новый вид *Eugonophyllum konishi* отличается от *E. johnsoni* Konishi et Wray большей шириной внутреннего слоя коры, более крупными утрикулями и их более рыхлым расположением, меньшей толщиной медулы, небольшими размерами репродуктивных органов, меньшими размерами перфорации. От *E. magnum* (Endo) Konishi et Wray отличается меньшей толщиной листа, большей шириной внутреннего слоя коры, меньшими размерами репродуктивных органов, меньшими размерами утрикулей и перфорации. По общей толщине листа и внутреннего слоя коры наш вид близок к *E. mülderi* Rácz, но отличается формой утрикулей (к сожалению, автор не дал их размеров). Сравнение с *E. huecoense* Konishi et Wray затруднено в связи с недостаточными данными по этому виду, но наш вид характеризуется небольшими размерами репродуктивных органов (соответственно 62 и 200–350 мк).

Возраст и местонахождение. Ассельский ярус, сакмарский ярус; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Один образец из ass_3, шесть из ts_1, два из st_2.

Род *Neoanchicodium* Endo, 1954

Типовой вид – *Neoanchicodium catenoides* Endo; Endo et Kanuma, 1954; нижняя пермь Японии.

Диагноз (по Johnson, 1963 с дополнениями). Таллом листовидный, дихотомически ветвящийся под разными углами (острыми, тупыми или с почти параллельным расположением ветвей), иногда ложночленистый с резкими пережимами; лист иногда с перфорацией. Медула обычно перекристаллизована и строение ее не сохраняется, лишь у краев таллома наблюдается один ряд остатка нитей, идущий параллельно ограничению листа и образующий внутренний слой коры (субкортекс). Нить с регулярными пережатиями, придающими ей, в зависимости от прохождения плоскости сечения, вид близко лежащих "бусин" или трубки. Возможно наличие спорангий, развивающихся в субкортексе в виде колбообразных раздутий нити, с горлышком, проходящим через внешний обызвествленный слой коры (кортекс) и открывающимся на внешней поверхности таллома.

Замечания. Судя по изображению типового вида рода *Neoanchicodium*, приведенному Джонсоном (Johnson, 1963, стр. 130, табл. 79, фиг. 9 по Эндо), *Neoanchicodium catenoides* представлен длинным, относительно узким обломком таллома, с почти параллельными или слабоволнистыми сторонами. Если мы обратимся к литературным данным, то легко заметить, что формы из раттендорфского яруса Карнийских Альп, как и наши формы из ассельского яруса (табл. III, фиг. 5), близки к типовому виду и характеризуются, кроме основного родового признака – своеобразного субкортекса, цилиндрическим талломом с ветвлением под широким углом и почти параллельными боками, без явных пережатий (Flügel, 1966, табл. 3, фиг. 1, 2; Homann, 1972, табл. 3, фиг. 20, 21). В югославском материале из сакмарского яруса нижней перми гор Караванк, наряду с изображениями форм, аналогичных формам Карнийских Альп, присутствуют ветвящиеся формы с перфорацией (табл. III, фиг. 4) и формы ложночленистые (табл. III, фиг. 1). Хотя автором рода в диагнозе не указывается наличие перфорации, на изображении типового вида можно наблюдать образование типа перфорации, но утверждать это трудно из-за небольшого увеличения изображения.

Вышеизложенное привело нас к выводу, что намечается возможность выделения новых видов неоанхикодиумов, если использовать не только один признак – характер субкортекса, но и форму ветвления и соотношение кортекса и субкортекса. Это позволило нам дополнить и расширить родовой диагноз и выделить новые виды.

Возраст и распространение. Ассельский ярус Башкирии и Карнийских Альп; сакмарский ярус Башкирии; нижняя пермь Японии, Югославии (горы Караванк).

Neoanchicodium catenoides Endo, 1954

Табл. II, фиг. 6

Neoanchicodium catenoides: Endo, Kanuma, 1954, стр. 202–203 (по Johnson, 1963, табл. 71, фиг. 9); E. Flügel, 1966, стр. 21–23, табл. 3, фиг. 1, 2; Kochansky-Devidé, 1970a, стр. 211–212, табл. 21, фиг. 4, 5; Homann, 1972, стр. 180–184, табл. 3, фиг. 20–22.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/19, 4513/13, 4513/14, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; № 4513/11-1, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин.

Описание. Длина обломков колеблется от 1,0 до 2,250 мм, чаще 0,1–1,05 мм, при ширине от 0,30 до 1,25 мм, чаще 0,475–0,660 мм. Наружный обызвествленный слой коры (кортекс) средней толщины, в пределах 62–125 мк, внутренний слой (субкортекс) примерно в том же диапазоне – 62–100 мк; отношение кортекса к субкортексу 1,0–1,6, редко 0,6. Диаметр

нитей, замеренных у 7 экземпляров хорошей сохранности, колеблется от 37 до 100 мк, чаще 62–87 мк.

Измерения, мк

Экз. №	Толщина кортекса	Толщина субкортекса	Отношение кортекса к субкортексу	Диаметр нитей
4513/13	62–125	100–125	0,6–1,0	62–87–100
4513/19	87–125	62–80	1,4–1,6	70
4513/14	100	75–87	1,3–1,1	62
4513/11-1	62–87	62–75	1,0–1,1	37–75

Сравнение. По внешней форме таллома, характерному субкортексу и по измерениям башкирские экземпляры вполне соответствуют японской форме – *Neoanchicodium catenoides* Endo. По размерам нитей и диаметрам таллома башкирская форма отличается от ранее описанных форм этого вида из Югославии, Австрии и Японии несколько меньшими размерами параметров.

К сожалению, предыдущие исследователи не дают измерений кортекса и субкортекса.

Возраст и распространение. Ассельский ярус Башкирии и Карнийских Альп; сакмарский ярус, гастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин Башкирии; сакмарский ярус Югославии, горы Караванк, особенно часто в нижней части грогкофельских известняков; нижняя пермь Японии.

Материал. Один образец из ass_2, четыре из ass_3 и два из ts_1, сохранность удовлетворительная.

Neoanchicodium pseudoarticulatum Kulik, sp. nov.

Табл. II, фиг. 4,5; табл. III, фиг. 1

Название вида – от pseudo (греч.) – приставка лже – ложный и articulatum (лат.) – членистый.

Голотип – ГИН АН СССР, № 4513/18–А, сакмарский ярус, гастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/16–А, 4513/17, сакмарский ярус, гастубский горизонт, зона Ps. moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Листовидный таллом с более или менее выраженными пережатиями, придающими ему ложночленистое строение из относительно массивных "члеников" (табл. III, фиг. 1). Длина члеников 1,012–1,875 мм, диаметр 0,650–0,812 мм; диаметр "шейки" между ними (у голотипа) 0,187 мм при длине 0,287 мм. Кортекс толстый, отношение кортекса к субкортексу составляет 1,4–2,0.

Измерения, мк

Экз. №	Толщина кортекса	Толщина субкортекса	Отношение кортекса к субкортексу	Диаметр нитей
4513/16–А	125–187	75–100	1,6–1,9	62–75
4513/17	112–150	80–125	1,4–2,0	37–62
4513/18–А	125–175	62–100	2,0–1,7	75–100

Сравнение. Выделенный вид отличается от описанных ранее своей ложной членистостью, массивностью, толстым кортексом, хотя диаметры нитей лежат в диапазоне значений таковых для *Neoanchicodium catenoides* из Западной Европы.

Возраст и местонахождение. Сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Два образца из ts_1, сохранность хорошая.

Neoanchicodium shichanense Kulik, sp. nov.

Табл. III, фиг. 3, 4

Наименование вида – от шихан (башк.) – гора-одиночка.

Голотип – ГИН АН СССР, № 4513/21, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/20-1, ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; № 4513/21а, 4513/21, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Таллом листовидный, ложночленистого строения, возможно, ветвящийся, с угловатыми очертаниями, длина обломков достигает более 6,0 мм при максимальном диаметре 0,875 мм и минимальном 0,125 мм. Наблюдается округло-эллипсоидная перфорация диаметром 500×775 мк и 87×100 мк. Медула узкая, изменчивой ширины, соответственно пережимам таллома. Кортекс средней толщины. Нити тонкие, в местах сильных пережатий противолежащие ряды их тесно соприкасаются, сливаются и расходятся при расширении таллома.

Измерения, мк

Экз. №	Толщина кортекса	Толщина субкортекса	Отношение кортекса к субкортексу	Диаметр нитей
4513/21	62-100	50-112	1,2-0,8	50-62
4513/21а	100-187	87-187	1,1-1,0	87-100
4513/20-1	62-150	125-150	1,0-0,4	62-87

Сравнение. Наиболее характерным отличием нового вида от описанных ранее является своеобразная форма таллома и наличие перфорации, не отмечавшейся у *Neoanchicodium catenoides* и *N. pseudoarticulatum*. По характеру ветвления описанный вид сходен с *N. catenoides* из сакмарского яруса Караванк (Kochansky-Devidé, 1970а, табл. 21, фиг. 6), но башкирский вид резко отличается по конфигурации таллома и характеру ветвления.

Замечания. Присутствие перфорации сближает *N. shichanense* с представителями рода *Eugonophyllum*, но характерный родовой признак – один ряд нити в субкортексе – не оставляет сомнения в принадлежности данной формы к роду *Neoanchicodium*.

Возраст и местонахождение. Ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Один образец из ass_2 и один из ts_1; сохранность хорошая.

Neoanchicodium paradoxa Kulik, sp. nov.

Табл. III, фиг. 5, 6

Наименование вида – paradoxa (греч.) – парадокс – противоречие общепринятому.

Голотип – ГИН АН СССР, № 4513/12-А, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; массив Шахтау, Башкирия.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/20-2, ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; № 4513/15, 4513/22-3, зона Schw. sphaerica и Ps. firma; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Среди многочисленных фрагментов неоанхикодиумов встречена широковилкующаяся форма с пальцевидными выростами, с прямым параллельным ограничением таллома. Медула относительно широкая. Кортекс тонкий, неравномерной толщины. Субкортекс довольно широкий, состоит из неравномерно расширяющейся нити, участками переходящей в мешковидные и чечевицевидные "утрикули" (табл. III, фиг. 5) с расстояниями между ними 12–25 мк. Среди мешковидных и чечевицевидных "утрикулей" наблюдаются колбовидные образования с "шейкой" высотой 37 мк и толщиной 25 мк, открывающиеся на внешнюю поверхность таллома; у некоторых чечевицевидных "утрикулей" также намечаются тонкие выросты в толщу кортекса, но не доходящие до внешней поверхности (спорангии?). К этому же виду, по-видимому, относится и поперечное сечение субтреугольной формы (табл. III, фиг. 6), имеющее такой же смешанный характер субкортекса.

Измерения, мк

Экз. №	Толщина кортекса	Толщина субкортекса	Толщина субкортекса чаще	Отношение кортекса к субкортексу	Диаметр нитей	Диаметр нитей чаще
4513/12-А	25–62	50–125	62–87	0,4–0,8	37–100	50–87
4513/20-2	25–50	75–100		0,3–0,5	62–75	
4513/22-3	25–62	50–75		0,5–0,8	50–75	
4513/15	25–62	87		0,3–0,7	100	

Сравнение. *Neoanchicodium paradoxa* отличается от *N. catenoides* и других видов этого рода самым тонким и непостоянным кортексом, широким субкортексом (соотношение кортекса и субкортекса у нового вида 0,3–0,8, тогда у *N. catenoides* 0,5–2,0, у *N. pseudoarticulatum* 1,4–2,0 и у *N. shichanense* 0,4–1,2) и своеобразным строением субкортекса, хотя по общим параметрам и лежит в пределах средних величин типового вида.

Возраст и местонахождение. Ассельский ярус, зоны Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda, а также Sch. sphaerica и Ps. firma; сакмарский ярус, стерлитамакский горизонт, зона Pseudofusulina urdalensis; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Один образец из ass_2, два из ass_3 и один из st_2.

Ortonella cf. *morikawai* Endo

Табл. III, фиг. 2

Оригинал – ГИН АН СССР, № 4513/18-г, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Сильно обызвествленный желвачок, имеющий ширину в базальной части 0,812 мм и расширяющийся в верхней части до 1,250 мм, в высоту достигает 1,06 мм. Диаметр пронизывающих его каналов, радиально расходящихся от базальной части, 50 мк.

Сравнение. По характеру обызвествления и диаметрам каналов встреченный экземпляр наиболее близок к *Ortonella morikawai*, но вследствие недостаточности материала полностью отождествить башкирскую форму с названным видом не представляется возможным.

Возраст и местонахождение. Сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин.

Материал. Один образец из ts_1.

Garwoodia sp.

Табл. VII, фиг. 10

Оригинал – ГИН АН СССР, № 4513/23а, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Желвачок из трубок, ветвящихся характерным для этого рода способом, т.е. под прямым углом с быстрым восстановлением роста, параллельно основной трубке. Диаметр трубок 20–25 мк с просветом 15–20 мк и толщиной стенки 2–3 мк.

Сравнение. От описанных видов этого рода отличается небольшим диаметром трубок и тонкой стенкой. Недостаточность материала не позволяет дать видовое наименование.

Возраст и местонахождение. Сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Один образец из ts_1; сохранность удовлетворительная.

СЕМЕЙСТВО DASYCLADACEAE KÜTZING, 1843

Род *Anthracoporella* Pia, 1920

Типовой вид – *Anthracoporella spectabilis*, Pia, 1920; верхний карбон, Карнийские Альпы.

Диагноз. Таллом цилиндрический несегментированный, ветвящийся, состоит из широкой осевой клетки меняющегося диаметра, от которой отходят перпендикулярно оси таллома прямые первичные ветви, пронизывающие известковую оболочку и бифуркирующие внутри оболочки на различных уровнях. Первичные ветви цилиндрические в поперечном сечении, одного диаметра на всем своем протяжении; вторичные ветви отходят пучками по две и слабо расширяются вблизи внешнего ограничения стенки. Спорангии неизвестны.

Возраст и распространение. От нижнего карбона до верхней перми (в верхнем карбоне бывает породообразующей). Распространение всесветное. В СССР – Средний и Южный Урал, Казахстан; в Европе – во Франции, Австрии, Югославии; вне Европы – на Дальнем Востоке, Мадагаскаре, в Малой Азии, Омане, Сахаре, Тунисе, Северной Америке, Канаде.

Anthracoporella spectabilis Pia, 1920

Табл. IV, фиг. 1–6

Anthracoporella spectabilis: Pia, 1920, стр. 15, табл. I, фиг. 7–11; Махаев, 1940, стр. 67, табл. I, фиг. 8–10, табл. II, фиг. 6; Endo, 1952, стр. 139, табл. 12, фиг. 6,7; Bebout, Coogan, 1964, стр. 1094, табл. 169, фиг. 1–4; Ramovš (in Kochansky-Devidé), 1965; стр. 343, табл. 8, фиг. 5; Rácz, 1966a, стр. 92, табл. 5, фиг. 4–7; Flügel, 1966, стр. 23–24, табл. 6, фиг. 1; Homann, 1972, стр. 189–191, табл. 3, фиг. 23; Чувашов, 1974, стр. 20–21, табл. 6, фиг. 1–6. Полную синонимику см. Homann, 1972.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/16-В, 4513/24, 4513/26, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps.

moelleri и ругозофузулин; № 4513/25, подзона Ps. moelleri и Ps. bashkirica; № 4513/27, 4513/28, стерлитамакский горизонт, зона Ps. callosa; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Остатки антракопорелл, спорадически переполняющие породу, представлены довольно крупными цилиндрическими или слабоконическими, слегка изгибающимися талломами, с меняющимся диаметром; в поперечном сечении они круглые или широко эллипсовидные, достигающие длины более 3 см, с наружным диаметром до 11,0 мм; дихотомического ветвления не наблюдалось. Внутренняя полость соответственно широкая и также изменчива по своей конфигурации и ширине. Толщина стенки известкового чехла водоросли в целом варьирует от 225 до 625 мк и пронизана каналами от ветвей; каналы расположены тесно и у одного и того же экземпляра присутствуют как цилиндрические с параллельным ограничением, так и слабо изгибающиеся и бифуркирующие на различных уровнях, под относительно острым углом. Иногда бифуркирующие каналы дают пучок вторичных ветвей. Диаметр каналов лежит в пределах от 45 до 62 мк, слабо увеличивающийся вблизи внешнего ограничения стенки до 75 мк. В четырех случаях отмечено в пучках вторичных ветвей вблизи внешнего ограничения стенки субсферические образования, погруженные в толщу стенки или выступающие на половину своего диаметра на внешней поверхности таллома. Не исключено, что эти образования имеют отношение к репродуктивным органам, хотя до последнего времени, судя по литературным данным, такие образования не отмечались и спорангии не были известны.

Измерения, мк

Экз. №	Толщина стенки	Диаметры каналов 1-го, порядков	2-го	Расстояние между каналами	Диаметр репродуктивных органов
4513/25	425–500	25	–	37	137 × 175 87 × 100
4513/16-В	375	37	50*	25	75 – 100
4513/24	250	25		25–37	162 × 175
4513/26	687–625	37–50		25–87	
4513/27	600	37	75*		
4513/28	625	37–62	75*		

*Диаметры каналов у внешней поверхности.

Сравнение. По всем параметрам башкирские экземпляры совпадают с видом *Anthracoporella spectabilis*. От *A. vicina* Koch. et Her. они отличаются более правильной формой таллома, более крупными каналами, от *A. uralensis* Tchuv. – отсутствием глубоких пережимов и изгибов, бо́льшим диаметром каналов от ветвей.

Замечания. Большая изменчивость конфигурации талломов *Anthracoporella spectabilis*, а также толщины стенки и диаметра каналов наводит на мысль о слишком широком понимании вида. По башкирскому материалу довольно четко выявилась взаимозависимость толщины стенки и диаметра каналов, а также изменение этих параметров на различных стратиграфических уровнях. Так, для гастубского горизонта, где *A. spectabilis* локально встречается как породообразующий компонент, намечаются две группы значений: 1) при толщине стенки 225–350 мк диаметр каналов 37–50 мк; 2) при толщине стенки 400–525 мк диаметр каналов 25–37 мк. В стерлитамакском горизонте толщина стенки остается в основном такой же (400–525 мк), но диаметр каналов увеличивается до 50–62 мк, а также намечается форма с более толстой стенкой – 600–

625 мк и с бо́льшим диаметром каналов у внешнего ограничения стенки – до 75 мк (37 мк у внутреннего). К сожалению, наличие материала только из одного пункта – Шахтау, и в основном из нижней части сакмарского яруса, не дает пока возможности проверить, насколько намечающиеся разновидности распространены за пределами массива Шахтау.

Возраст и распространение. Ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин, стерлитамакский горизонт, зоны Pseudofusulina callosa и Ps. urdalensis; средний карбон–нижняя пермь Южной Европы; пермь Ближнего Востока, Северной Америки и Японии.

Материал. Один образец из ass_2, шесть из ts_1 (локально породообразующая), один из ts_2, один из st_1 и четыре из st_2.

Род *Epimastopora* Pia, 1922

Типовой вид – *Epimastopora alpina* Kochansky et Herak, 1960, нижняя пермь (трогкофельские известняки), Форни Авольтри, Карнийские Альпы.

Диагноз (по Ellott, 1968, и Endo, 1960, с дополнением). Осевая клетка цилиндрическая, возможно, широкая, с перпендикулярно отходящими многочисленными тесно расположенными ветвями; предполагается наличие ветвей трех порядков и обызвествление, захватывающее только вторичные и третичные ветви. Форма ветвей от цилиндрической, конусовидной до полигональной, на внешней поверхности известкового чехла поры от округлых до угловатых и полигональных. Расположение ветвей может быть без определенного порядка, по спирали и горизонтальными рядами, группирующимися по нескольку рядов. Обызвествленные пространства между ветвями узкие, лишь слегка расширяющиеся у краев чехла. Спорангии неизвестны.

Возраст и распространение. Верхний карбон – СССР, США, Японии; пермь – СССР, Южной Европы, Ирака, США, Японии.

Замечания. Прошло более полувека с установления Пиа (Pia, 1922) рода *Epimastopora*, но до сих пор этот род не имеет четкой характеристики; до 1960 г. не был установлен типовой вид рода, а материал, на основании которого был выделен род, утрачен. В 1960 г. В. Коханская и М. Герак (Kochansky, Herak, 1960), выделяя новый вид *Epimastopora alpina*, приняли за голотип вида изображение, данное Пиа как *Epimastopora* sp. nov. (Pia, 1937, табл. 13, фиг. 4; гора Мецоди – Mezzodi вблизи Форни Авольтри – Forni Avoltri) и, таким образом, *Epimastopora alpina* стала типовым видом рода; однако авторы на указали, какой из пяти изображенных фрагментов они приняли как голотип вида *E. alpina*.

В настоящее время описано более 25 видов рода *Epimastopora* из карбона и перми. Но из-за отсутствия четкости характеристики рода и небольшого набора определяющих его морфологических признаков виды, относимые к этому роду, понимаются различными исследователями очень широко. Интересно проследить изменение интрепретации строения галлома рода *Epimastopora*. Автор рода (Pia, 1922) в филогенетической таблице изображает внешнюю форму эпимастопор как шарообразную на тонкой ножке, ничем не отличающуюся от формы мастопор (силурийский род). В 1937 г. Пиа подтверждает внешнее сходство эпимастопоры с мастопорой, но указывает, что оболочка пронизана многочисленными, относительно крупными, кругловатыми или неправильно многоугольными порами.

Джонсон (Johnson, 1946) при описании нового вида *Epimastopora kansasensis* предполагает длинные первичные ветви, идущие от стеблевой клетки, и отходящие от них пучки вторичных и третичных ветвей. По предположению Джонсона нижняя часть галлома стерильная, с более длинными ветвями (и соответственно более толстым обызвествлением), а в центральной и верхней частях растения находились короткие вторичные ветви, заканчивающиеся длинными ветвями третьего порядка. Обызвествление захватывало, по его мнению, только вторичные и третичные ветви.

Последующие авторы в диагностике рода ссылаются либо на Пиа (Pia, 1922, 1937), либо на Джонсона (Jonhson, 1946), а Маслов (1956) вообще считал роды *Epimastopora* и *Koninckopora* единым родом. В "Основах палеонтологии" (1963) конинкопоры и эпимастопоры рассматриваются как самостоятельные роды, но форма таллома для эпимастопор принимается грушевидной или округлой (для конинкопор – цилиндрическая или палицевидная), а форма ответвлений (без указания, какого порядка) в поперечном сечении округлой или неправильно-многоугольной, в распределении ответвлений не отмечено особого порядка.

В сводке Джонсона по водорослям пенсильвания и перми, которая вышла, как и "Основы палеонтологии", в 1963 г., для эпимастопор указывается "...цилиндрический таллом с многочисленными, относительно длинными первичными ветвями, расположенными спирально вокруг первичного стебля, довольно правильными тесными муговками; обызвествление происходит в виде коры или корки вокруг кончиков и внешних частей первичных ветвей" (стр. 12, 13 и 110-112). Подтверждение цилиндрической формы таллома эпимастопор дал Эллиотт (Elliott, 1968), обнаруживший слепок, хорошо показывающий внешнюю форму и расположение ветвей в толще обызвествления. К сожалению, из-за доломитизации образца не приводятся шлифы стенки. Но в описании указывается, что тонкая стенка перфорирована "...многочисленными, тесно расположенными мелкими цилиндрическими порами или каналами, параллельными между собою и и суженными к внутренней и внешней поверхностям стенки терминальными отверстиями; горизонтальные ряды пор группируются в пучки, около семи рядов в каждом, прерываясь извилистыми горизонтальными линиями, отделяющими, но не образующими промежутков между пучками. ... Каналы с прямыми боками, иногда очень незначительно расширяющиеся наружу, округлые на обоих концах и выходящие на внутреннюю и внешнюю поверхности стенки как округлые поры, меньшего размера, чем основная часть внутристенного канала" (стр. 491).

Интересную группу видов рода *Epimastopora* из верхнебашкирских и нижнемосковских отложений Северной Испании описал Рац (Rać, 1966 a,b). Автор не дает диагноза рода, но из видовых описаний, фотографий и реконструкции таллома явствует, что эти эпимастопоры имеют цилиндрическую форму таллома, ветви почти цилиндрические прямые или клинообразные в продольном сечении и полигональные или округло-полигональные в поперечном сечении на внешней поверхности. Различаются ветви двух типов: длинные, достигающие внешней поверхности, и короткие, составляющие около половины длины ветвей первого типа, неправильно чередующиеся и расположенные по спирали.

В 1960 г. Эндо (Endo, 1960), производя ревизию рода *Epimastopora*, установил новый род *Pseudoepimastopora*, в который включил ряд видов рода *Epimastopora*, оставив в роде *Epimastopora* s. str. только те виды, у которых поры (каналы от ветвей) пересекают толщу стенки с небольшими изменениями диаметра каналов.

Из изложенного видно, что описанные виды рода *Epimastopora* довольно четко подразделяются на три группы.

I. Группа *E. alpina* – включает виды *E. alpina* Kochansky et Herak, *E. piae* Bilgütay, *E. ketini* Bilgütay, *E. hunzaensis* Zanin Buri и нижеописанные виды из Башкирии; эта группа видов характеризуется тонкой стенкой известкового чехла (137-400 мк), каналами от ветвей прямыми, цилиндрическими, сужающимися у самой кромки стенки, в продольном сечении в основном прямоугольными или плоскочечевицеобразными, с диаметром до 200 мк, и круглыми или почти круглыми порами на внешней поверхности.

Анализируя башкирский материал и литературные данные по *Epimastopora alpina* и близким к ней видам, мы ввели еще два признака морфологической характеристики видов этой группы, а именно: отношение длины ветвей к их диаметру (lk/dk) и отношение диаметра ветвей к межканальным пространствам (dk/ik).

II. Группа *E. kansasensis*, в которую входят виды *E. kansasensis* Johnson, *E. jewetti* Johnson, *E. kanumai* Endo, *E. regularis* Johnson, отличается очень толстыми стенками (0,650–1,820 мм), довольно тонкими по отношению к толщине стенки каналами от ветвей второго и третьего (?первого и второго) порядка диаметром от 30 до 180 мк, прямыми, цилиндрическими, выходящими на внешнюю поверхность стенки гесно расположенными округлыми порами.

III. Группа *E. bodoniensis* включает виды – *E. bodoniensis* Rácz, *E. camasobrensis* Rácz и *E. rollensis* Rácz. Характерным отличием этих видов являются, при толщине стенки 375–600 мк, широкие клиновидные в продольном и многогранные в поперечных сечениях каналы от ветвей. Выходы каналов на внешней поверхности стенки создают характерную многогранную сотовую структуру; кроме того, наличие двух генераций ветвей в толще стенки (длинные и короткие ветви) резко отличает эту группу от двух предыдущих групп.

Возможно, что в будущем, с накоплением большего материала из разных регионов, можно будет, имея в виду приведенные группы, выделить из рода *Epimastopora* два новых рода, тем более, что представители этих групп встречаются, насколько можно судить по имеющейся литературе, на разных стратиграфических уровнях: группа *E. bodoniensis* – башкирский–нижнемосковский ярусы, группа *E. kansasensis* – верхний карбон и группа *E. alpina* – верхняя часть карбона (ассельский ярус) – нижняя пермь.

Epimastopora alpina Kochansky et Herak, 1960

Табл. V, фиг. 1–3

Epimastopora n. sp.: Pia, 1937, стр. 828, табл. 97 (13), фиг. 4.
Epimastopora alpina: Kochansky, Herak, 1960, стр. 78, табл. 4, фиг. 1–4; Ramovš (in Kochansky-Devidé), 1965, стр. 26, табл. 9, фиг. 8; Flügel, 1966, стр. 35–37, табл. 6, фиг. 4, 5; Kochansky-Devidé, 1970a, стр. 214; 241, табл. 23, фиг. 7, 8, 11; ? Homann, 1972, стр. 195, 197, табл. 4, фиг. 25, табл. 5, фиг. 39.
? *Epimastopora piai*: Кордэ, 1951, стр. 177, табл. 1, фиг. 1a.

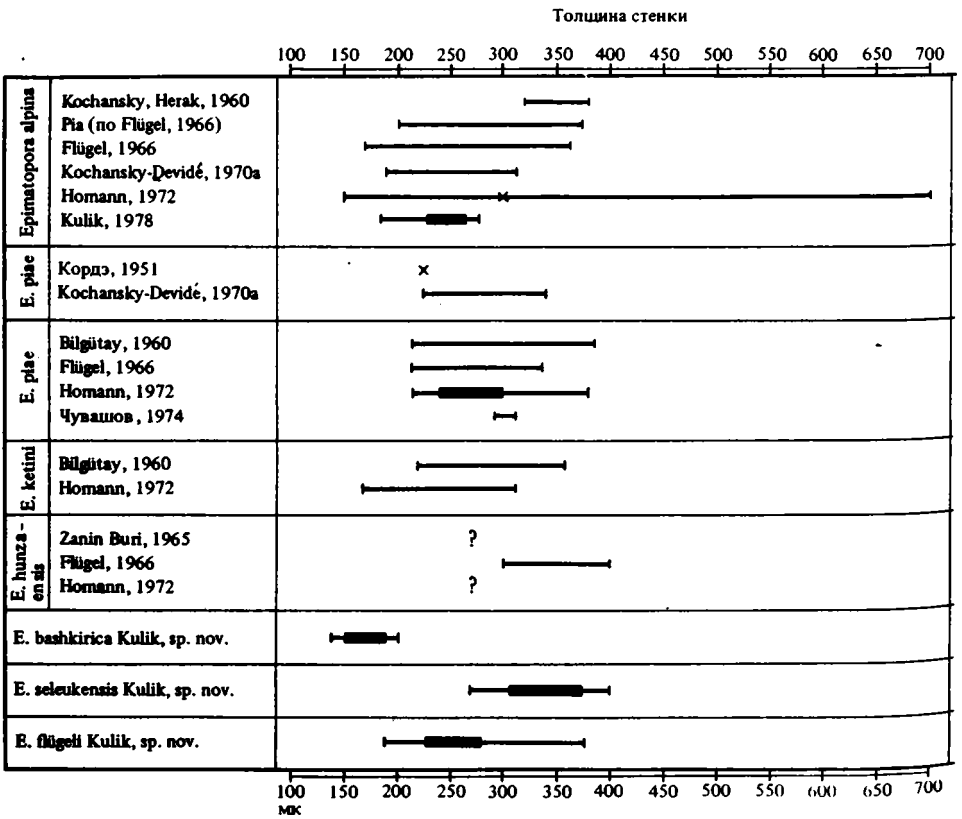
Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/30–1, ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; № 4513/34–3, 4513/31, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; № 4513/32: 4513/33–3: сакмарский ярус, гастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; № 4513/37, 4513/35, стерлитамакский горизонт, зона Pseudofusulina callosa; № 4513/36, 4513/38, зона Ps. urdalensis; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Встречены обломки длиной 1,275–2,187 мм и толщиной 187–275 мк (чаще 225–255 мк), пронизанные каналами от ветвей изменчивой формы, слабо сужающимися или закругленными к периферическим частям стенки. Диаметр каналов колеблется от 25 до 105 мк (чаще 50–75 мк). Отношение длины каналов к их диаметру (lk/dk) равно 4,7–2,5. Каналы располагаются довольно гесно, иногда неравномерно, с чередованием более узких каналов и относительно широких. Каналы от ветвей открываются на внутреннюю и внешнюю поверхности стенки порами округлых очертаний; диаметр пор равен примерно толщине узкой части межканального пространства, он несколько меньше на внутренней полости и шире на внешней. Обызвествленные пространства, разделяющие каналы, довольно узкие, 12–50 мк, чаще 25–30 мк, с параллельным ограничением на всем протяжении и равномерно расширяющиеся лишь у самых краев стенки. Отношение диаметра каналов (dk) к межканальным пространствам (tk) равняется 2,0–2,5. На внешней стороне стенки к середине расширенной части межканальных пространств нередко наблюдается зарубкообразное углубление.

Измерения, мк

Экз. №	Толщина стенки	Диаметр каналов	чаще	Диаметр межканальных пространств	чаще	Диаметр наружных пор
4513/30-1	212-225	37-75	50-62	12-50	12-25	
4513/31	270	90-105		30		
4513/34-3	225-255	45-105	45-75	15-30	30	37
4513/32	225	62		12		
4513/33-3	250	50-100		25		50
4513/33-1	225	25-50	25	12-25	25	
4513/33-2	200	50-87	87	25	37	50
4513/37	250	50-87	50-75			
4513/35	275	100		25		
4513/36	225	87		37		
4513/38-2	187	75		25		

Изменчивость. Если взять за основу измерения автотипических и топотипических образцов по *Epimastopora alpina* (Kochansky, Herak, 1960, стр. 78, табл. 4, фиг. 1–4) и *Epimastopora* sp. nov. Pia (Flügel, 1966, стр. 36, табл. 9), то видно, что у этого вида, по данным различных исследователей (рис. 1), толщина стенки в основном находится в пределах 150–400 мк, а диаметры каналов – 70–200 мк. Если же обратиться к отношениям lk/dk и характеристике формы каналов, то увидим, что эти признаки варьируют в широких преде-

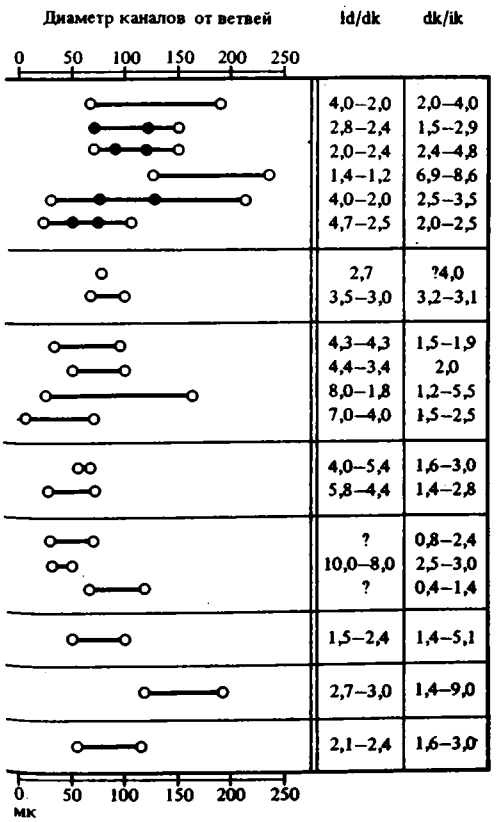


лах: lk/dk колеблется от 4,7–2,0 до 1,4–1,2 и разными исследователями указывается различная форма каналов. Так, при первоописании вида толщина стенки определялась в пределах 320–380 мк, диаметр же каналов 70–190 мк (Kochansky, Herak, 1960), а в последующем описании (Kochansky-Devidé, 1970a) значения тех же параметров приводятся как 190–310 для стенки и 130–240 мк для каналов, что сказалось на отношении lk/dk (соответственно 4,0–2,0 и 1,4–1,2) и на отношении dk/ik (соответственно 2,0–4,0 и 6,9–8,6). Башкирская форма *E. alpina* отличается от югославских форм более мелкими размерами и соответственно более тонкой стенкой и меньшим диаметром ветвей, но сохраняет близкие значения для lk/dk и dk/ik (см. рис. 1). По отношению к материалу Пиа наши измерения находятся в пределах нижних значений для карнийских экземпляров, тогда как у югославских форм эти значения располагаются в верхнем пределе.

Сравнение. *Epimastopora alpina* отличается от других видов группы по форме и величине диаметра каналов, а именно: от *E. piae* Bilgütay и *E. keteni* Bilgütay большей толщиной каналов (соответственно меньшие значения lk/dk) и бо́льшими значениями dk/ik: от *E. hunzaensis* Zanin Buri отличается цилиндрической формой каналов и меньшей их толщиной, а также меньшим значением lk/dk.

Возраст и распространение. Верхний карбон (ассельский ярус) Северного Урала, Башкирии, Карнийских Альп; нижняя пермь, сакмарский ярус Башкирии; нижняя пермь (трогкофельские слои) гор Караванк, Карнийских Альп.

Материал. Один образец из ass_2, два из ass_3, два из ts_1, два из st_1, пять из st_2; многочисленные фрагменты от удовлетворительной до хорошей сохранности.



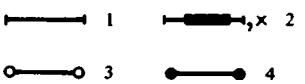


Рис. 1. Толщина стенок и диаметры каналов видов группы Epimastopora alpina.

1 – амплитуда толщины стенки
2 – наиболее часто встречающаяся амплитуда толщины стенки
3 – амплитуда диаметра каналов от ветвей
4 – наиболее часто встречающиеся диаметры каналов от ветвей

Epimastopora flügeli Kulik, sp. nov.

Табл. V, фиг. 4–6

Наименование вида – в честь доктора Е. Флюгеля, исследователя пермских водорослей Карнийских Альп.

Голотип – ГИН АН СССР, № 4513/39-1; ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; массив Шахтау, Башкирия.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/39-2, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; № 4513/44, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; № 4513/41б, 4513/43-2, подзона Ps. moelleri и Ps. bashkirica; № 4513/40, зона Ps. urdalensis; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Фрагменты, по-видимому, довольно крупного цилиндрического таллома достигают длины 2,25 мм и толщины 0,187–0,375 мм, чаще 0,225–0,275 мм. Стенка таллома пронизана широкими каналами от ветвей, имеющими в сечении почти прямоугольные очертания, слабо закругляющиеся к внешней и внутренней поверхностям стенки. Диаметр каналов от ветвей колеблется от 62 до 187 мк, с преобладанием значений 125–165 мк и отношением lk/dk – 1,5–2,4 и dk/ik – 1,4–5,1 (чаще 1,4–1,3). На внешнюю и внутреннюю поверхности стенки каналы открываются отверстиями диаметром соответственно 62–75 и 50 мк. Межканальное пространство одинаковой ширины на всем своем протяжении, с преобладанием значения 25 мк, и лишь у самых краев стенки расширяется, образуя в сечении равнобедренные треугольники, с вершиной внутрь стенки, высотой 62 мк и шириной основания (на поверхности стенки) от 87 до 150 мк. На внешнем и внутреннем ограничениях стенки середина межканальных пространств отмечается слабой впадиной – "зарубкой", придающей стенке слабо выраженную волнистость.

Изменения, мк

Экз. №	Толщина стенки	Диаметр ветвей	чаще	Диаметр межканальных пространств	чаще
4513/39-2	275	100–112		37	
4513/39-1	375	125–162		25–37	
4513/41-б	225	112–175			
4513/42-б	187	62–75			
4513/43-2	250	87		25–50	
4513/44	275	125		25	
4513/40	250	62–187	87–137	25–50	25

Сравнение. По толщине известкового чехла наша форма относится к группе *E. alpina* (см. рис. 1), но существенные отличия от *E. alpina* проявляются в размерах каналов от ветвей и отношений lk/dk и dk/ik; для *E. flügeli* эти отношения равняются соответственно 2,1–2,4 и 1,6–3,0; у *E. alpina* – 4,0–2,0 и 2,0–4,0. От других видов группы резко отличается более широкими каналами от ветвей (см. рис. 1). Хотя авторы *E. alpina* отмечают в первоописании "различные размеры и очертания каналов от ветвей и их неправильное расположение" (Kochansky, Herak, 1960, стр. 78, табл. IV, фиг. 1, 2 – верхнее изображение и фиг. 3), у *E. alpina* преобладают узкие каналы от ветвей. То же можно видеть и на изображении, данном Пиа (Pia, 1937, табл. 13, фиг. 4), тогда как у *E. flügeli*, sp. nov. четко выдерживаются форма и плотность расположения ветвей, что и позволяет отнести нашу форму к новому виду.

Возраст и местонахождение. Ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона

Pseudofusulina moelleri; стерлитамакский горизонт, зона Ps. urdalensis; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Два образца из ass_3, один из ts_1, один из ts_2 и один из st_2; многочисленные фрагменты хорошей и удовлетворительной сохранности.

Epimastopora seleukensis Kulik, sp. nov.

Табл. V, фиг. 7, 8

Наименование вида - от р. Селеук, протекающей около массива Шахтау.

Голотип - ГИН АН СССР, № 4513/45а, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; массив Шахтау, Башкирия.

Оригиналы - 4513/47в, 4513/47г, 4513/46, 4513/48, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Фрагменты стенок известкового чехла имеют длину от 0,875 до 1,587 мм; толщина их 0,270-0,400 мм, чаще 0,312-0,375 мм. Стенки пронизаны крупными и широкими каналами от ветвей, имеющих в сечении характерную миндалевидную форму: широкоовальную у внутреннего ограничения стенки и быстро сужающуюся у самой поверхности внешней стороны стенки, в сечении с параллельным ограничением на основном протяжении канала; на внешнюю и внутреннюю поверхности стенки каналы открываются порами диаметром от 37 до 62 мк. Каналы от ветвей расположены очень тесно, иногда настолько, что обызвествление между ними различается с трудом. Диаметры каналов в наиболее широкой нижней части колеблются в пределах 60-187 мк (чаще 112-125 мк). Межканальные пространства (ik) параллельны на всем своем протяжении, шириной в среднем 12-25 мк; но примерно в 75 мк от внешнего ограничения стенки межканальные пространства в своей средней части раздваиваются под довольно широким углом, образуя на внешней поверхности глубокую "зарубку", и придают этим миндалевидную форму каналам; у внутреннего ограничения стенки это выражено очень слабо. Отношение длины каналов к их диаметру 4,5-2,1 (чаще 2,7-3,0); отношение диаметра каналов к ширине межканальных пространств 5,0-1,5.

Измерения, мк.

Экз. №	Толщина стенки	Диаметр каналов	чаще	Диаметр межканальных пространств	Диаметр пор наружных	внутренних
4513/47в	362	112-175	112-162	25-50	62	37
4513/47г	375	112-125		25	37-50	?62
4513/45а	350	125-137		25	25	
4513/46а	375-400	112-187	150-187	12-62	37	37
4513/48	315-360	90-180	30-60			

Сравнение. От других видов группы *Epimastopora alpina* описанный вид отличается крупными миндалевидными каналами от ветвей и их тесным расположением; от *E. flügeli* sp. nov. ее отличает бо́льшая толщина стенки и миндалевидная форма каналов в продольном сечении и бо́льшие отношения lk/dk и dk/ik (см. рис. 1).

Возраст и местонахождение. Ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и Ps. bashkirica.

Материал. Два образца из ass_3 и один из ts_2.

Epimastopora bashkirica Kulik, sp. nov.

Табл. V, фиг. 9, 10

Наименование вида – от Башкирской АССР.

Голотип – ГИН АН СССР, № 4513/50, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/22-1, 4513/22-6, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; № 4513/42б, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и Ps. bashkirica; № 4513/38-5, 4513/71, стерлитамакский горизонт, зона Ps. urdalensis; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Встречены слегка скошенное продольное и поперечное сечения и многочисленные фрагменты стенок. Неполная длина продольного сечения достигает 1,875 мм с внешним диаметром 0,687–0,750 мм и диаметром внутренней полости 0,375–0,412 мм. Диаметры поперечного сечения составляют соответственно 1,0×1,025 мм и 0,700×0,700 мм. Толщина стенки колеблется от 137 до 200 мк, чаще 150–187 мк. Стенки пронизывают широкие каналы от ветвей диаметром от 50 до 100 мк. Ветви расположены довольно тесно, в поперечном сечении их насчитывается около 28. Обызвествленные межканальные пространства (ik) прямые в сечении на всем своем протяжении, шириной от 12 до 62 мк, но преобладают значения 25 мк. К ограничениям стенки межканальные пространства слегка расширяются, что выражено в сечении в виде тупых треугольников, обращенных вершинами внутрь стенки; с внешней стороны стенки в средней части межканального обызвествления имеется слабо выраженная "зарубка", почти не отражающаяся на поверхности таллома. Каналы от ветвей открываются на внешнюю и внутреннюю поверхности стенки довольно крупными порами. Отношения lk/dk и dk/ik соответственно составляют 3,0–2,0, чаще 2,4–2,1 и 3,0–1,6, чаще 2,4–2,3.

Измерения, мк

Экз. №	Толщина стенки	чаще	Диаметр каналов	чаще	Диаметр канальных пространств	Диаметр пор наружных	Диаметр пор внутренних
4513/22-1	187		87		37–62	75	25
4513/22-6	137–150	150	100		25–37		
4513/50	137–175	175	62–50	62	12–25	50	
4513/42б	187		62–75		37–50		
4513/38-6	187–200		37–62		25–37		
4513/71	175		87–75	87	25–37		

Сравнение. От ранее описанных видов группы *Epimastopora alpina* наш вид отличается наиболее тонкой стенкой, очень широкими по отношению к толщине стенки каналами от ветвей и их довольно тесным и равномерным расположением, что хорошо видно на рис. 1 и табл. V, фиг. 9, 10.

Возраст и местонахождение. Ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, стерлитамакский горизонт, зона Ps. urdalensis; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Один образец из ass_3, один из ts_1, один из ts_2 и два из st_2; значительное количество фрагментов вполне удовлетворительной сохранности.

Род *Pseudoepimastopora* Endo, 1960

Типовой вид – *Pseudoepimastopora pertunda* Endo, 1960; средняя пермь Японии.

Диагноз (по Johnson, 1963, с небольшими изменениями). Таллом относительно короткий, эллипсоидальный, иногда изгибающийся, в поперечном сечении почти круглый. Каналы от ветвей, пронизывающие стенку таллома, у внутренней поверхности стенки довольно узкие, расширяющиеся до шарообразных в толще стенки на различных уровнях и сужающиеся по направлению к внешнему ограничению стенки. Каналы в толще стенки располагаются перпендикулярно или незначительно наклонно к ее внешней поверхности. Каналы могут распределяться мутовками.

Замечания. Род *Pseudoepimastopora* был выделен из рода *Epimastopora* Эндо (Endo, 1960, стр. 268-269, табл. 44, фиг. 2-6), и к настоящему времени описано семь видов, из них пять четко отличаются по конфигурации каналов от ветвей. Типовой вид *Ps. pertunda* Endo обладает шарообразными вздутиями в средней части ветвей, *Ps. iwaizakiensis* Endo – удлиненно-овоидными или центрально-шарообразными каналами с короткими, относительно толстыми "шейками" у ограничений стенки; у *Ps. japonica* Endo вздутие занимает почти всю толщу стенки, с обеих сторон остаются только короткие узкие "шейки" у *Ps. ampulaceae* Elliott расширение чашевидной формы находится вблизи внешней поверхности стенки и узкий канал идет к внутренней полости; у *Ps. impera* Racz чашеподобная или округлая часть каналов расположена ближе к внутренней, а цилиндрическая – к внешней поверхности. Все перечисленные виды в основном встречены в Японии и на Среднем Востоке.

У европейских исследователей еще не установилось единого взгляда на отличия рассматриваемого рода от рода *Epimastopora*, что вызывает широкое понимание того или иного вида. Мы попытались проанализировать имеющийся материал по массиву Шахтау и литературные данные (см. рис. 2). Толщина стенки, как и в случае рода *Epimastopora*, характеризует только протяженность каналов от ветвей, и следует более четко регистрировать расположение вздутия каналов в толще стенки, длину и ширину цилиндрических частей каналов по отношению к внутреннему и внешнему ограничениям стенки. Это поможет в дальнейшем, с накоплением материала, более четко диагностировать виды и получить более полную характеристику рода и видов.

Возраст и распространение. Верхний карбон – средняя пермь СССР, Южной Европы, Ближнего Востока, Японии.

Pseudoepimastopora likana (Kochansky, Herak) H. Flügel, 1963

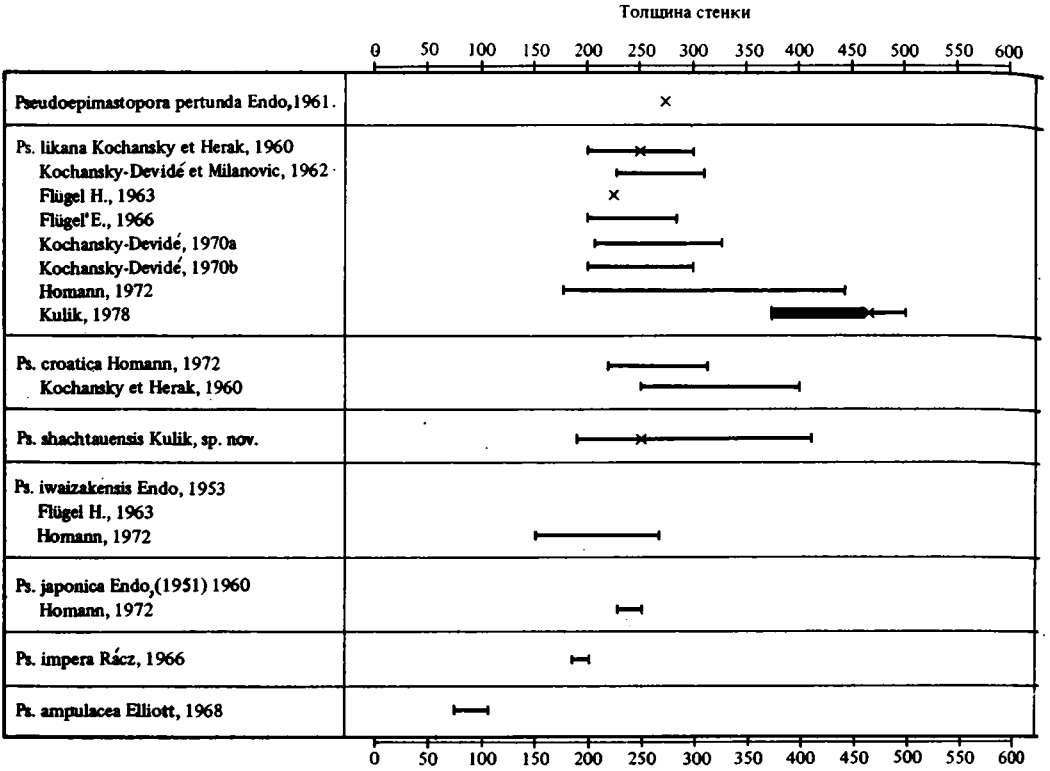
Табл. VI, фиг. 1-4

Epimastopora likana: Kochansky, Herak, 1960, стр. 78-79, табл. 14, фиг. 5-10.

Pseudoepimastopora likana: H. Flügel, 1963, стр. 78, табл. I, фиг. 5; E. Flügel, 1966, стр. 42-43, табл. 7, фиг. 3, 4; Homann, 1972, стр. 228-230, таол. 4, фиг. 33, табл. 5, фиг. 37; Чувашов, 1974, стр. 25-26, табл. XI, фиг. 1-8.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/34-1, 4513/47а, 4513/51в, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; № 4513/4в, сакмарский ярус, тастубский горизонт; зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; № 4513/52-1, 4513/52-2, 4513/52-3, 4513/53, стерлитамакский горизонт, зона Ps. urdalensis; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Встреченные фрагменты достигают длины 1,125-1,875 мм при толщине стенки 0,375-0,500 мм, чаще 0,375-0,475 мм. Стенка пронизана каналами от ветвей, расположенными перпендикулярно или несколько косо по отношению к центральной оси таллома. Каналы очень изменчивой фор-



мы, раздуваются на различных уровнях и имеют в сечении амфоро- или бутылеобразную форму в одном и том же фрагменте. Вследствие этого наблюдаются большие колебания диаметров каналов и их расширений. Каналы открываются порами на внутренней и внешней поверхностях стенки с варьирующими размерами диаметров. Межканальные пространства соответственно изменчивой конфигурации, часто искривлены и имеют на своем протяжении один или два пережима.

Измерения, мк

Экз. №	Толщина стенки	Диаметр каналов расширенных	чаще	Диаметр каналов узких	Длина "шейки"	Диаметр межканальных пространств	чаще
4513/51в	437	112-150		62	-	-	
4513/47а	437	112-150				25	
4513/34-1	375-425	90-185		15-30		25-60	
4513/53	375-437	100-162		62-100	62	25-37	25
4513/4в	270-285	75		60			
4513/52-1	375	137-187	187			37-62	37
4513/52-2	375-500	125-187	125			62-37	37
4513/52-3	412-462	87-137	87-125			37	

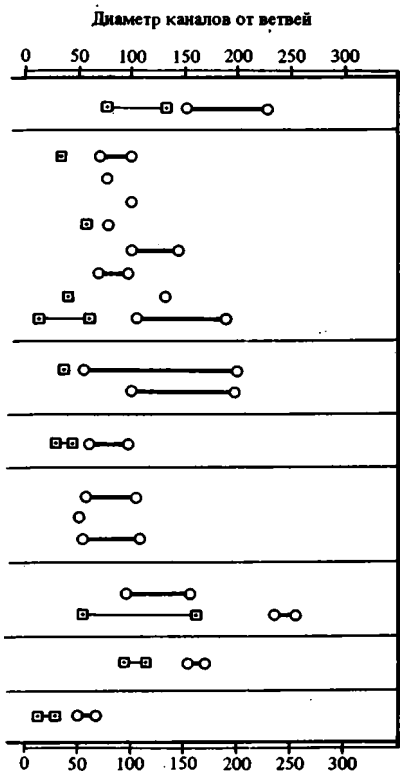
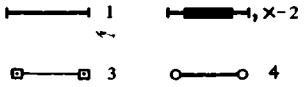


Рис. 2. Толщина стенок и размеры диаметров каналов от ветвей *Pseudoepimastopora likana* и близких к ней видов

1 – амплитуда толщины стенки
2 – наиболее часто встречающаяся амплитуда толщины стенки
3 – диаметр "шеек" каналов от ветвей
4 – диаметр расширенных частей каналов от ветвей



Изменчивость. *Ps. likana* из Башкирии очень близка к *Ps. likana*, описанной Чувашовым со Среднего Урала по конфигурации каналов (Чувашов, 1974, табл. XI, фиг. 1), хотя толщина стенки последней меньше, чем у шахтауской формы. От *Ps. likana* из Югославии наша форма отличается более крупными размерами.

Сравнение. Как видно из рис. 2, все ранее описанные виды псевдоэпимастопор по толщине стенки очень близки, но отмечаются большие вариации диаметра каналов от ветвей и их конфигурации. От наиболее близкой *Ps. croatica* Hom. наша форма отличается большей толщиной стенки, бо́льшим разнообразием формы каналов и менее выраженными шарообразными их расширениями и слабо развитыми "шейками". От других описанных видов отличаются отсутствием четко выраженного шарообразного вздутия каналов.

Возраст и распространение. Ассельский ярус Среднего Урала, Башкирии и Карнийских Альп; сакмарский ярус Башкирии; нижняя пермь Югославии и Карнийских Альп.

Материал. Два образца из ass_3, один из ts_1 и два из st_3; сохранность удовлетворительная.

Pseudoepimastopora shachtauensis Kulik, sp. nov.

Табл. VI, фиг. 5–7

Наименование вида – по массиву Шахтау.

Голотип – ГИН АН СССР, № 4513/34–4, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; массив Шахтау, Башкирия.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/47а, 4513/51б, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; № 4513/57–3, 4513/57–2, 4513/57–1, 4513/56, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Довольно крупный цилиндрический таллом, достигающий в длину 3,08 мм, с внешним диаметром 1,26 мм и внутренней полостью диаметром 0,700 мм. Стенка пронизана плотно расположенными каналами от ветвей, отходящими перпендикулярно от центральной оси таллома; форма каналов удлиненно-овоидная, наиболее широкая в средней части и заканчивающаяся близ ограничений стенки сужéниями, образующими короткие, широкие цилиндрические "шейки", открывающиеся на внутренней и внешней поверхностях стенки порами, более широкими на последней. Межканальные пространства тонкие в средней своей части и утолщаются вблизи ограничений стенки. Можно предполагать мутовчатое распределение ветвей, причем последовательные мутовки располагались так, что ветви одной мутовки приходились между ветвей выше и ниже расположенных мутовок (табл. VI, фиг. 7).

Измерения, мк

Экз. №	Толщина стенки		Диаметр ветвей расширенных		Диаметр ветвей узких	Диаметр межканальных пространств
		чаще		чаще		
4513/34-4	250		112	87-100	37	12-75
4513/47а	-		62		50	25
4513/51б	237-250		87		62	12-25
4513/57-3	250		62			25-37
4513/57-2	262-300		50			25
4513/57-1	187-250		62			12-25
4513/56-1	187-412	250	62			12-25

Сравнение. По толщине стенки *Ps. shachtauensis* близка к *Ps. likana* (Kochansky et Herak) H. Flügel и *Ps. japonica* Endo (см. рис. 2). Отличается от названных видов формой каналов, короткими и широкими "шейками" каналов и их более правильным, почти мутовчатым расположением. По толщине стенки и по преобладающим размерам расширений каналов *Ps. shachtauensis* близка и к *Ps. croatica* Homann, но у последней отличная форма каналов (от удлиненно-овальной до амфоровидной в центральной части).

Возраст и местонахождение. Ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda и зона Sch. sphaerica и Ps. firma; сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Один образец из ass_2, два из ass_3 и один из ts_1.

Род *Globuliferoporella* Tschuvashov, 1974

Типовой вид – *Gyroporella symetrica* Johnson, 1951; верхняя пермь Северной Америки.

Диагноз. Слоевище удлиненно-субцилиндрическое с овоидными закруглениями на концах. Осевая клетка крупная; известковая оболочка относительно тонкая, равномерно пронизанная крупными каналами от ветвей. В пределах известковой оболочки ветви образуют вблизи внешнего и внутреннего ограничений стенки два крупных шаровидных или угловато-округлых расширения и в продольном сечении имеют вид гантелей.

Возраст и распространение. Ассельский и сакмарский ярусы Западного склона Урала и Башкирии; верхняя зона ассельского яруса Карнийских Альп; верхняя пермь Северной Америки.

Globuliferoporella symetrica (Johnson) Tschuvashov, 1974

Табл. VIII, фиг. 3-6

Gyroporella symetrica: Johnson, 1951, стр. 25, табл. 8, фиг. 7, табл. 10, фиг. 1-5; E. Flügel, 1966, стр. 39-41, табл. 7, фиг. 1, 2; Homann, 1972, стр. 207-210, табл. 6, фиг. 43.

Epimastopora piai: Кордэ, 1951, табл. I, фиг. 16 и 3.

Globuliferoporella symetrica: Чувашов, 1974, стр. 27, табл. XII, фиг. 1-8.

Оригиналы - ГИН АН СССР, № 4513/48, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; № 4513/62, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; № 4513/41а, 4513/41в, 4513/42а, 4513/43-1, 4513/49а, подзона Ps.moelleri и Ps.bashkirica;, № 4513/35-2, 4513/35-1, стерлитамакский горизонт, зона Ps.callosa; № 4513/59, 4513/52-4, 4513/36, зона Ps.urdalensis.

Описание. Встреченные фрагменты известковых стенок свыше 5 мм в длину, при толщине 0,237-0,312 мм. Полости от ветвей имеют характерную гантелевидную форму: у внешнего и внутреннего ограничения стенки шаровидные или слегка вытянуто-шаровидные, а в средней части узкие цилиндрические.

Измерения, мк

Экз. №	Толщина стенки	Диаметр каналов		Длина цилиндрических каналов
		шаровидных	цилиндрических	
4513/48	270-300	75	25-37	25
4513/62	237	62-75	25-37	25
4513/41а	250	62-75	25	75
4513/41в	250	50-75	37-50	50
4513/42а	237-250	75-100	50	25
4513/43-1	275-312	62-100	-	75
4513/49а	287	87-150	-	-
4513/35-2	312-387	62-87	25	37
4513/35-1	275	62-75	37	25
4513/59	312	62-100	37-62	12-37
4513/52-4	250	62-87	-	25
4513/36	237	25-62	-	-

Изменчивость. Небольшое отличие *Globuliferoporella symetrica* из Шахтау от описанной с Западного склона Урала выражено в более толстой стенке и более крупных размерах шаровидных частей ветвей, но эти размеры не выходят из пределов соответствующих замеров, данных как европейскими, так и американскими авторами.

Сравнение. Встреченные фрагменты по своим морфологическим признакам вполне отвечают типовому виду вновь выделенного рода - *Gyroporella symetrica* Johnson, 1961. Отличается от *G. angulata* Tschuvashov шаровидными расширениями каналов от ветвей (у последней они крупнее и угловато-округлые).

Возраст и распространение. Ассельский ярус Урала, Башкирии; верхняя зона ассельского яруса Карнийских Альп; сакмарский ярус Башкирии; верхняя пермь Северной Америки.

Материал. Два образца из ass_3, пять из ts_1, два из ts_2, один из ts_3, один из st_1 и семь из st_2; большое количество фрагментов хорошей сохранности, особенно обильные в ts_1 и st_2.

Род *Mizzia* Schubert, 1907 (emend. Rezak, 1959)

Типовой вид – *Mizzia velebitana* Schubert, 1908; карбон, Далмация.

Диагноз. Таллом состоит из сегментов сфероидальных, или цилиндрических, или грушевидных. Центральная полость сегментов обычно боченковидная, переходящая у базального отверстия в "ножку", соединяющую смежные сегменты. От центральной полости радиально отходят простые расширяющиеся неветвящиеся лучи (ветви), тесно расположенные правильно чередующимися горизонтальными рядами, что приводит в шестиугольной структуре (пчелиных сот) на поверхности сегментов. Видовыми признаками являются очертания сегментов, их внутренняя структура и размеры.

Возраст и распространение. Нижний карбон Афганистана; верхний карбон (ассельский ярус) Карнийских Альп; верхний карбон хр. Велебит, Юлийских Альп, Греции; пермь Японии; нижняя пермь Кавказа, Памира, Башкирии, вне СССР – Юлийских Альп, Карнийских Альп, хр. Велебит, Черногории, Японии; средняя пермь о. Хиоса, Карнийских Альп, Японии, Гватемалы; средняя-верхняя пермь Саудовской Аравии, Турции, Ирана, Черногории, Бюккских гор, Доломитовых Альп, Японии, Колумбии, штата Вашингтон.

Mizzia velebitana Schubert, 1908

Табл. VIII, фиг. 1, 2

Mizzia velebitana: Schubert, 1908, стр. 362, табл. 16, фиг. 8–12; Karpinsky, 1908, стр. 262, табл. 3, фиг. 6–9; Pia, 1937, стр. 822, табл. 9, фиг. 3; Махаев, 1940, стр. 64–66, табл. I, фиг. 1–3, 11, Rezak, 1959, стр. 536, табл. 72, фиг. 1–3, 5, 6, 8–10, 12, 13, 15–19; Kochansky, Herak, 1960, стр. 81–82, табл. 5, фиг. 1–6, 9–12; Johnson, Danner, 1966, стр. 427–428, табл. 56, фиг. 1–3; Elliott, 1968, стр. 54–56, табл. 13, 14; Homann, 1972, стр. 218–221, табл. 6, фиг. 47.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/63-1, 4513/63-2, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Единичные экземпляры, относимые к этому широко распространенному виду, имеют следующие размеры (в мм): длина члеников – 1,800–2,687, диаметр внешний – 1,162–1,725; диаметр внутренней полости – 0,662–1,275, толщина стенки 0,125–0,225, диаметр ветвей 0,187–0,350 и интервал между ветвями 0,062–0,162.

Округлые сегменты на внешней поверхности сегментов имеют высоту в среднем 0,125, редко 0,187 мм и ширину основания от 0,375 до 0,412 мм. Число ветвей в членике около 23.

Сравнение. По всем своим параметрам встреченные сегменты вполне соответствуют типовому виду – Mizzia velebitana Schubert.

Возраст и распространение. Сакмарский ярус, тастубский горизонт, зоны Pseudofusulina moelleri и Ps. verneuili массива Шахтау, Башкирии; вне СССР – всесветно, от нижнего карбона до верхней перми.

Материал. Один образец из ts_1 и один из ts_3, встречаемость редкая.

Mizzia cornuta Kochansky et Herak, 1960

Табл. VIII, фиг. 5–7

Mizzia cornuta: Kochansky, Herak, 1960, стр. 83–86, табл. 7, фиг. 1–14; Kochansky-Devidé, Milanovič, 1962, стр. 217, табл. 6, фиг. 4, 5; Pantić, 1965, стр. 191, табл. 9, фиг. 4–7; Kochansky-Devidé, 1970a, стр. 213, 240, табл. 23, фиг. 1–4; Homann, 1972, стр. 216–218, табл. 5, фиг. 40.

Оригиналы – ГИН АН СССР, № 4513/30-4, 4513/30-3, 4513/30-2, ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; № 4513/66-4,

4513/66-2, 4513/66-1, 4513/65-5, 4513/65-3, 4513/65-2, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Сферические сегменты слегка сплюснутые в полюсных частях, с типичными для этого вида "рогами". Базальные отверстия в месте облома шейки между сегментами имеют диаметры 162-375 мк. "Рога" - выступы ветвей на внешней поверхности сегментов, - достигают высоты 75-212 мк, при ширине основания 187-250 мк.

Измерения, мк, длина сегментов, мм

Экз. №	Длина сегмента (L)	Диаметры внешний (D)	Диаметры внутренний (d)	Толщина стенки	Диаметр ветвей	Число ветвей
4513/30-4	-	912x837	462x412	212 237	-	9
4513/30-3	1,625	750	437	156	112	9
4513/30-2	0,812	877	287	295	100	-
4513/66-4	0,700	675	287	75-100	137-150	6
4513/66-2	-	750x625	462x375	100	125	8
4513/66-1	0,687	475	275	37-62	87	6
4513/65-5	-	712x637	275x325	125	-	8
4513/65-3	1,250	1,125 мм	650	62	212	
4513/65-2	-	700x750	362x375	162	-	-

Сравнение. Встреченные сечения сегментов по своим размерам, форме, наличию характерных выступов ветвей на внешней поверхности сегментов и по небольшим размерам вполне соответствуют виду *Mizzia cornuta* Kochansky et Herak из ассельского и сакмарского ярусов Югославии. Отличие заключается в несколько более мелких размерах башкирских форм. Мельче их только *Mizzia bramkampi* Rezak и *M. minuta* Johnson.

Возраст и распространение. Ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; сакмарский ярус, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия; вне СССР - ассельский ярус Карнийских Альп; пермь Югославии.

Материал. Один образец из ass_2 и один из ts_1.

Mizzia pseudocornuta Kulik, sp. nov.

Табл. VIII, фиг. 3, 4

Голотип - ГИН АН СССР, № 4513/67, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Оригиналы - ГИН АН СССР, № 4513/65-4, 4513/65-3, 4513/63-2, 4513/68, 4513/65-1, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Ps. moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Членики (сегменты) грушевидной формы, последовательно соединяющиеся между собою довольно короткими шейками, длина их 312 мк при внешнем диаметре 387 мк и диаметре внутренней полости 287 мк. Толщина стенки сегментов 100-200 мк, уменьшается в области шейки до 62 мк и снова возрастает у последующего сегмента. Стенка пронизана широкими пустотами от первичных субсферической формы ветвей, располагающихся мутовками по три-четыре на сегменте и содержащими от 5 до 11 ветвей в мутовке. На внешней поверхности сегмента вершины ветвей образуют пологие, иногда угловатые выступы, в сечении выраженные арочками, высота которых дости-

гает 125-187 мк при ширине основания 250-375 мк. Известковая корочка, прикрывающая концы ветвей, толщиной 25-62 мк.

Измерения, мм, толщина стенки и диаметр каналов, мк

Экз. №	Длина сегмента	Диаметры внешний	Диаметры внутренний	Толщина стенки	Диаметр каналов
4513/65-4	1,875	1,375	0,937	150	187-237
4513/65-1	1,812	1,475	0,925	125-187	225-250
4513/67	1,100	0,712-1,00	0,412-0,500	187-200	212-237
4513/63	1,800	1,162	0,662	125	250-325 (чаще 250)
4513/68	1,462	1,125	0,775	100-125	162-212

Сравнение. По своим основным параметрам - внешнему диаметру, толщине стенки и диаметру ветвей - описываемый вид соответствует *Mizzia velebitana* Schub., но резко отличается меньшим числом мутовок и ветвей на сегменте. У башкирского вида всего три мутовки при 8-12 ветвях (у *M. velebitana* Schub. до 20-22), угловатые выступы ветвей, а также иное отношение внешнего диаметра сегментов к внутреннему (1,7-1,5 у нашего вида и 2,0-1,7 у *M. velebitana*), а также отношение длины сегмента к его диаметру (соответственно 1,5-1,2 у башкирской формы и 1,2-0,8 у *M. velebitana*). По числу мутовок и ветвей описываемый вид довольно близок к *M. cornuta* Kochansky et Herak, но их отличают форма сегментов, ветвей и иные соотношения L/D и D/d, равные соответственно 1,5-1,2 и 1,7-1,5 у башкирского вида и 0,98 и 2,8-1,6 у *M. cornuta*.

Возраст и местонахождение. Сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Два образца из ts_1.

?*Atractyliopsis carnica* E. Flügel, 1966

Табл. VII, фиг. 7-9

Atractyliopsis carnica: Flügel, 1966, стр. 24-34, табл. 4, фиг. 1-3, табл. 5, фиг. 1-4.

Оригиналы - ГИН АН СССР, № 4513/51а, 4513/45б, 4513/48а, ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Обломки известковой оболочки, по-видимому, довольно крупной, но слабо обызвествленной дазикладации, имеют толщину стенки от 312 до 425 мк, чаще 375 мк. Стенка пронизана беспорядочно расположенными пустотами от почти сливающихся до далеко отстоящих друг от друга ("интерпоры" от 10 до 90 мк). Пустоты имеют форму субсферическую или широкоэллипсоидную и открываются как на внутреннее, так и на наружное ограничения стенки порами диаметром 62 мк. Диаметр пустот колеблется от 75 до 400 мк, наиболее частые размеры 125-225 мк. В сечении, прошедшем в толще стенки параллельно поверхности таллома, пустоты имеют также различную конфигурацию: от сферической, субтреугольной до почти прямоугольной. Наблюдается их явное мутовчатое расположение.

Сравнение. По своим морфологическим признакам встреченные фрагменты наиболее близки к роду *Atractyliopsis*, а по своим параметрам - к

A. carnica E. Flügel, хотя от последней и имеются некоторые отличия. У башкирской формы известковая оболочка значительно толще, а диаметр пустот меньше, чем у *A. carnica*.

Замечание. Измельченность фрагментов, а также отсутствие более полных продольных и поперечных сечений таллома не позволяют безоговорочно решить вопрос родовой и видовой принадлежности; но нахождение обильных обломков в ряде пунктов на одном стратиграфическом уровне послужило причиной их описания и отнесения, хотя и условно, к *Atractyliopsis carnica* Flügel.

Возраст и местонахождение. Ассельский ярус, зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina fecunda; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Пять образцов из ass_3, многочисленные обломки.

Gyroporella sp.

Табл. VII, фиг. 1

Оригинал - ГИН АН СССР, № 4513/20-3, ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Встречено слегка скошенное сечение таллома с внешним диаметром 2,688×1,876 мм и диаметром внутренней полости 2,072×1,176 мм; толщина стенки 0,400-0,425 мм. Стенку пронизывают каналы от ветвей, начинающиеся у внутреннего ограничения стенки относительно широкой "ножкой" диаметром около 225 мк, которая сужается в средней части стенки до 150 мк, резко расширяется до 387 мк и довольно плавно закругляется к внешнему ограничению стенки "головкой", что придает ветвям характерную грибовидную форму. С внешней стороны стенки грибовидное расширение дает слабую выпуклость и прикрыто тонкой известковой оболочкой в 37 мк.

Сравнение. Встреченная форма близка к роду *Gyroporella* по наличию у ветвей "ножки" и "головки". Но, располагая только одним сечением, невозможно с уверенностью отнести эту форму ни к одному из описанных видов рода, как и выделить на основании своеобразной конфигурации ветвей новую таксономическую единицу. Тем не менее считаем необходимым дать описание и изображение для полноты встреченного водорослевого комплекса в биогермном массиве Шахтау.

Возраст и местонахождение. Ассельский ярус, зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda; массив Шахтау, Башкирия.

Материал. Один образец из ass_2.

Macroporella sp.

Табл. VII, фиг. 2

Оригинал - ГИН АН СССР, № 4513/4в, сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин; массив Шахтау, Башкирия.

Описание. Осевое, слегка скошенное сечение цилиндрического таллома с внешним диаметром 945 мк, диаметром внутренней полости 390 мк и толщиной стенки 210-360 мк. Стенка пронизана прямыми каналами от ветвей, которые отходят под острым углом по отношению к центральной оси таллома. От внутренней полости они постепенно расширяются; в базальной части их диаметр варьирует от 37 до 87 мк, достигая у внешнего ограничения стенки 125-312 мк. Ширина обызвествленных пространств между каналами около 30 мк.

Сравнение. Если легко устанавливается родовая характеристика, то видовую принадлежность установить по одному экземпляру трудно; по толщине стенки он близок к *Macroporella apachensis* Johnson, а по размерам ветвей (при их небольших базальных и больших внешних диаметрах) башкирский экземпляр отличается от всех известных видов этого рода.

Возраст и местонахождение. Сакмарский ярус, тастубский горизонт, зона Pseudofusulina moelleri, подзона Ps. moelleri и ругозофузулин.

Материал. Один образец из ts_1, сохранность посредственная.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ СИФОНОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ В МАССИВЕ ШАХТАУ

Порядок сифоновых представлен в массиве Шахтау двумя семействами: ко диевыми (4 рода и 7 видов) и дазикладиевыми (8 родов и 15 видов). Перв семейство в основном состоит из водорослей группы филлоидных: роды *Eugonophyllum*, *Neoanchicodium*, а также единичные *Ortonella* и *Garwoodia*. Второе

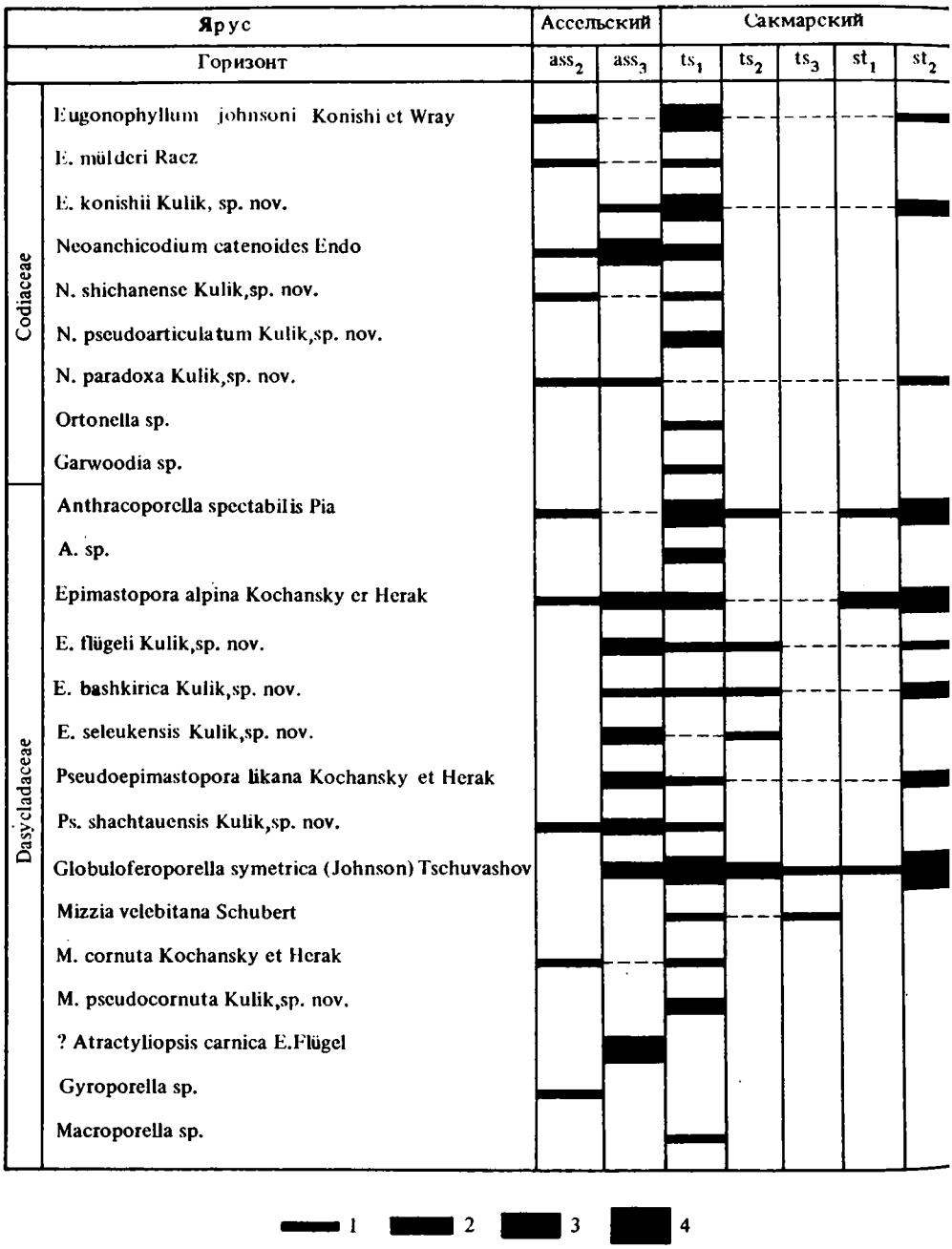


Рис. 3. Схема стратиграфического распределения сифоновых водорослей в биогермном массиве Шахтау

1 – редкие, 2 – обычные, 3 – частые, 4 – очень частые

семейство содержит роды: *Anthracoporella, Epimastopora, Pseudoepimastopora, Globuliferoporella, Mizzia, ?Atractyliopsis, Gyroporella* и *Macroporella*.

Как уже указывалось выше, наиболее слабо охарактеризованы альгофлорой средняя часть ассельского яруса, средняя и верхняя части тастубского горизонта и нижняя зона стерлитамакского горизонта сакмарского яруса, что хорошо видно на схеме стратиграфического распределения водорослей (рис. 3).

АССЕЛЬСКИЙ ЯРУС

Зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda (ass_2)

В этой зоне присутствуют как кодиевые филлоидные (листоватые), так и дазикладиевые водоросли, встреченные в пяти образцах (из 12), но как редкий компонент в составе пород. Кодиевые представлены двумя родами: *Eugonophyllum (E. johnsoni, E. mülderi)* и *Neoanchicodium (N. catenoides, N. shichanense* и *N. paradoxa)*. Пять родов дазикладиевых, также редко встречаемые, содержат: *Anthracoporella spectabilis, Epimastopora alpina, Pseudoepimastopora shachtauensis, Mizzia cornuta* и *Gyroporella* sp. В отношении истинной численности того или иного рода судить трудно ввиду различной сохранности – филлоидные сохранились более крупными фрагментами, а дазикладиевые, особенно эпимастопоры и псевдоэпимастопоры, как правило, мелкими обломками. В этом мало выразительном комплексе водорослей можно только отметить относительное видовое разнообразие рода неоанхикодиум, тогда как видовой состав других родов более ограниченный: они представлены или двумя видами (эугонофиллум) или одним видом (дазикладиевые).

Зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina fecunda (ass_3)

В верхнеассельских отложениях, охарактеризованных 51 образцом, из которых в 11 были обнаружены сифоновые водоросли, наблюдается некоторое оскудение кодиевых, среди которых были встречены редкие *Eugonophyllum konishii* и *Neoanchicodium paradoxa*, но становится обычным *N. catenoides*. Среди дазикладиевых с преобладанием эпимастопор *(Epimastopora alpina, E. flügeli, E. seleukensis* и редкая *E. bashcirica)* и псевдоэпимастопор *(Pesudoepimastopora likana, Ps. shachtauensis)*, а также впервые появившейся *Globuliferoporella symetrica*, отмечается очень часто встречающийся *?Atractyliopsis camica*, не наблюдавшийся нами ни в ниже- ни в вышележащих отложениях. Интересно отметить появление *Globuliferoporella symetrica*, распространенной в биогермных ассельских известняках Среднего Урала (Чувашов, 1974), ассельских и троггкофельских отложениях Карнийских Альп, Югославии (Flügel, 1966; Homann, 1972) и в верхней перми Северной Америки (Johnson, 1951).

В целом верхняя часть ассельских отложений массива Шахтау может быть охарактеризована, особенно в своей самой верхней части, повышенным видообразованием среди эпимастопор и псевдоэпимастопор и локальным появлением *?Atractyliopsis carnica*.

САКМАРСКИЙ ЯРУС

Тастубский горизонт

Зона Pseudofusulina moelleri

Подзона Pseudofusulina moelleri и ругозофузулин (ts_1)

Нижняя подзона, отложения которой широко развиты на массиве Шахтау, наиболее полно охарактеризована числом взятых образцов (86, из них 22 с сифонеями). Здесь встречен богатый комплекс кодиевых: очень часты *Eugonophyllum johnsoni, E. konishii*, продолжает быть редким *E. mülderi*, обычны *Neoanchicodium catenoides, N. pseudoarticulata*, единичны *N. shichanense, Ortonella* и *Garwoodia*. Из дазикладиевых очень часты *Globuliferoporella symetrica, Anthra-*

coporella spectabilis, редкими становятся эпимастопоры (*E. flügeli*, *E. bashkirica*), но остается обычной *E. alpina*; мицции, хотя и встреченные только в двух пунктах, довольно разнообразны и представлены тремя видами: *Mizzia velebitana*, *M. cornuta* и *M. pseudocornuta*; единичны *Macroporella* sp.

Подзона Pseudofusulina moelleri и Ps. bashkirica (ts_2)

Верхняя часть зоны Ps.moelleri представлена в нашем материале 34 образцами, из которых только в четырех была обнаружена скудная альгофлора. В ассоциации совсем нет кодиевых, редки эпимастопоры (*Epimastopora flügeli*, *E. bashkirica*, *E. seleukensis*), но довольно обычны *Globuliferoporella symetrica*.

Зона Pseudofusulina verneuili (ts_3)

Отложения этой зоны, занимающей наиболее узкую полосу развития пород тастубского времени, охарактеризованы 20 образцами. Из них только в двух обнаружены редкие *Globuliferoporella symetrica* (в одном образце) и единичные *Mizzia velebitana* (в другом).

Рассматривая тастубское время в целом, можно отметить вспышку развития как кодиевых, так и дазикладиевых водорослей в его начале и довольно резкое сокращение или исчезновение не только отдельных видов, но и родов в средине и в конце этого времени. Так, совершенно выпадают, начиная со средней части горизонта, кодиевые, редкими становятся дазикладиевые, уменьшается число даже обильно развитой в нижней части горизонта Globuliferoporella symetrica.

Стерлитамакский горизонт

Зона Pseudofusulina callosa (st_1)

Узкая полоса отложений нижней части стерлитамакского горизонта представлена 12 образцами, из которых только в трех обнаружены водоросли: в двух обычна *Epimastopora alpina* и редкие *Globuliferoporella* и в одном – *Anthracoporella spectabilis*; кодиевые не обнаружены.

Зона Pseudofusulina urdalensis (st_2)

В конце стерлитамакского времени (соответствующая часть разреза охарактеризована 65 образцами, из которых в 17 обнаружены водоросли) вновь наблюдается вспышка в развитии альгофлоры, правда, не такая сильная, как в раннетастубских отложениях. Опять появляются кодиевые, среди которых обычен *Eugonophyllum konishii* и единичны *Eugonophyllum johnsoni* и *Neoanchicodium paradoxa*. В комплексе часты *Globuliferoporella symetrica* и *Epimastopora alpina* и *Anthracoporella spectabilis*, обычны *Epimastopora bashkirica* и *Pseudoepimastopora likana* и редка *Epimastopora flügeli*.

Стерлитамакский горизонт в целом в нижней своей части слабо охарактеризован водорослями, в основном дазикладиевыми, в верхней своей части дает новую вспышку в развитии водорослей, правда, не такую богатую, как в нижнетастубских отложениях, в основном за счет дазикладиевых, хотя и отмечается наличие редких кодиевых.

Подводя итоги по стратиграфическому распространению альгофлоры в отложениях верхнекаменноугольного и нижнепермского возраста массива Шахтау, несмотря на некоторую ограниченность материала, можно констатировать следующие факты.

Следует отметить наличие ряда родов и видов, общих для одновозрастных отложений Южной Европы, Ближнего Востока и отчасти Северной Америки. К ним относятся: *Eugonophyllum johnsoni*, *Neoanchicodium catenoides*, *Anthracoporella spectabilis*, *Epimastopora alpina*, *Pseudoepimastopora likana* и *Globuliferoporella symetrica*. Эти виды составляют основной комплекс альгофлоры как Южной Европы, так и массива Шахтау. Отличие заключается в отсутствии на Шахтау

редких и сомнительных родов, таких как *Likanella* cf. *L.spinosa*, *Salopekiella* ?cf. *S.velebitana* и дискуссионной *Vermiporella nipponica* (=*Pseudovermiporella sodalica*), встреченной на территории СССР лишь в Закавказье в верхней перм (гваделупский ярус).

Наряду с широко распространенными видами в шахтауском материале наблюдается и довольно интенсивное развитие местных видов, особенно у родов *Neoanchicodium* (*N. shichanense*, *N. pseudoarticulatum*, *N. paradoxa*). Остальные встреченные роды представлены местными видами в числе не более одного. Соотношение широко распространенных и местных видов видно из нижеследующей таблицы.

Число широко распространенных и местных видов в массиве Шахтау

Вид	ass_2			ass_3			ts_1		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Eugonophyllum	2	-	-	-	1	1	2	1	-
Neoanchicodium	1	2	2	1	1	-	1	2	1
Antracoporella	1	-	-	-	-	-	1	-	-
Epimastopora	1	-	-	1	3	3	1	2	-
Pseudoepimastopora	-	1	1	1	1	-	1	1	1
Globuliferoporella	-	-	-	1	-	-	1	-	-
Mizzia	1	-	-	-	-	-	2	1	1
? *Atractyliopsis*	-	-	-	1	-	-	-	-	-
	5/6	2/3	2/3	5/5	4/6	2/4	7/9	5/7	2/2

Вид	ts_2			ts_3			st_1			st_2		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Eugonophyllum	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-
Neoanchicodium	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
Antracoporella	1	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-
Epimastopora	-	3	-	-	-	-	1	-	-	1	2	-
Pseudoepimastopora	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Globuliferoporella	1	-	-	1	-	-	1	-	-	1	-	-
Mizzia	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
? *Atractyliopsis*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2/2	2/3	-	2/2		-	3/3	-	-	5/5	3/4	-

I – виды широкого распространения; II – местные виды; III – вновь появившиеся новые виды; 5/6 – в числителе число родов, в знаменателе число видов.

Из таблицы видно, что наибольшее видообразование происходит на границе а сельского и сакмарского ярусов, т.е. все девять новых видов появляются в конце ассельского времени и в раннетастубское. Местные виды устойчиво р пространены по всему изученному разрезу и даже иногда замещают основно вид (в среднетастубское время присутствие трех местных видов эпимастопо при отсутствии *E. alpina*). Любопытно отметить, что в средней части тастуб ского горизонта, слабо охарактеризованной водорослями, встречены только стные формы эпимастопор наряду с широко распространенными антракопорел и глобулиферопореллой, а в сакмарском ярусе явно преобладают местные ви

Интересно сопоставить комплекс сифоноидей, встреченных на биогермном массиве Шахтау, с сообществом, описанным из биогермных известняков асс ского яруса Среднего Урала (Чувашов, 1974). Общими родами, встреченн ми как на Шахтау, так и на Среднем Урале, являются эугонофиллум, антра порелла, эпимастопора, псевдоэпимастопора и глобулиферопорелла. Причем в

coporella spectabilis, редкими становятся эпимастопоры (*E. flügeli*, *E. bashkirica*), но остается обычной *E. alpina*; мицции, хотя и встреченные только в двух пунктах, довольно разнообразны и представлены тремя видами: *Mizzia velebitana*, *M. cornuta* и *M. pseudocornuta*; единичны *Macroporella* sp.

Подзона Pseudofusulina moelleri и Ps. bashkirica (ts_2)

Верхняя часть зоны Ps.moelleri представлена в нашем материале 34 образцами, из которых только в четырех была обнаружена скудная альгофлора. В ассоциации совсем нет кодиевых, редки эпимастопоры (*Epimastopora flügeli*, *E. bashkirica*, *E. seleukensis*), но довольно обычны *Globuliferoporella symetrica*.

Зона Pseudofusulina verneuili (ts_3)

Отложения этой зоны, занимающей наиболее узкую полосу развития пород тастубского времени, охарактеризованы 20 образцами. Из них только в двух обнаружены редкие *Globuliferoporella symetrica* (в одном образце) и единичные *Mizzia velebitana* (в другом).

Рассматривая тастубское время в целом, можно отметить вспышку развития как кодиевых, так и дазикладиевых водорослей в его начале и довольно резкое сокращение или исчезновение не только отдельных видов, но и родов в средине и в конце этого времени. Так, совершенно выпадают, начиная со средней части горизонта, кодиевые, редкими становятся дазикладиевые, уменьшается число даже обильно развитой в нижней части горизонта Globuliferoporella symetrica.

Стерлитамакский горизонт

Зона Pseudofusulina callosa (st_1)

Узкая полоса отложений нижней части стерлитамакского горизонта представлена 12 образцами, из которых только в трех обнаружены водоросли: в двух обычна *Epimastopora alpina* и редкие *Globuliferoporella* и в одном – *Anthracoporella spectabilis*; кодиевые не обнаружены.

Зона Pseudofusulina urdalensis (st_2)

В конце стерлитамакского времени (соответствующая часть разреза охарактеризована 65 образцами, из которых в 17 обнаружены водоросли) вновь наблюдается вспышка в развитии альгофлоры, правда, не такая сильная, как в раннетастубских отложениях. Опять появляются кодиевые, среди которых обычен *Eugonophyllum konishii* и единичны *Eugonophyllum johnsoni* и *Neoanchicodium paradoxa*. В комплексе часты *Globuliferoporella symetrica* и *Epimastopora alpina* и *Anthracoporella spectabilis*, обычны *Epimastopora bashkirica* и *Pseudoepimastopora likana* и редка *Epimastopora flügeli*.

Стерлитамакский горизонт в целом в нижней своей части слабо охарактеризован водорослями, в основном дазикладиевыми, в верхней своей части дает новую вспышку в развитии водорослей, правда, не такую богатую, как в нижнетастубских отложениях, в основном за счет дазикладиевых, хотя и отмечается наличие редких кодиевых.

Подводя итоги по стратиграфическому распространению альгофлоры в отложениях верхнекаменноугольного и нижнепермского возраста массива Шахтау, несмотря на некоторую ограниченность материала, можно констатировать следующие факты.

Следует отметить наличие ряда родов и видов, общих для одновозрастных отложений Южной Европы, Ближнего Востока и отчасти Северной Америки. К ним относятся: *Eugonophyllum johnsoni*, *Neoanchicodium catenoides*, *Anthracoporella spectabilis*, *Epimastopora alpina*, *Pseudoepimastopora likana* и *Globuliferoporella symetrica*. Эти виды составляют основной комплекс альгофлоры как Южной Европы, так и массива Шахтау. Отличие заключается в отсутствии на Шахтау

редких и сомнительных родов, таких как *Likanella* cf. *L.spinosa*, *Salopekiella* ?cf. *S.velebitana* и дискуссионной *Vermiporella nipponica* (=*Pseudovermiporella sodalica*), встреченной на территории СССР лишь в Закавказье в верхней перми (гваделупский ярус).

Наряду с широко распространенными видами в шахтауском материале наблюдается и довольно интенсивное развитие местных видов, особенно у родов *Neoanchicodium* (*N. shichanense*, *N. pseudoarticulatum*, *N. paradoxa*). Остальные встреченные роды представлены местными видами в числе не более одного. Соотношение широко распространенных и местных видов видно из нижеследующей таблицы.

Число широко распространенных и местных видов в массиве Шахтау

Вид	ass_2			ass_3			ts_1		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Eugonophyllum	2	-	-	-	1	1	2	1	-
Neoanchicodium	1	2	2	1	1	-	1	2	1
Antracoporella	1	-	-	-	-	-	1	-	-
Epimastopora	1	-	-	1	3	3	1	2	-
Pseudoepimastopora	-	1	1	1	1	-	1	1	1
Globuliferoporella	-	-	-	1	-	-	1	-	-
Mizzia	1	-	-	-	-	-	2	1	1
? *Atractyliopsis*	-	-	-	1	-	-	-	-	-
	5/6	2/3	2/3	5/5	4/6	2/4	7/9	5/7	2/2

Вид	ts_2			ts_3			st_1			st_2		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Eugonophyllum	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-
Neoanchicodium	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
Antracoporella	1	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-
Epimastopora	-	3	-	-	-	-	1	-	-	1	2	-
Pseudoepimastopora	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Globuliferoporella	1	-	-	1	-	-	1	-	-	1	-	-
Mizzia	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
? *Atractyliopsis*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2/2	2/3	-	2/2		-	3/3	-	-	5/5	3/4	-

I – виды широкого распространения; II – местные виды; III – вновь появившиеся новые виды; 5/6 – в числителе число родов, в знаменателе число видов.

Из таблицы видно, что наибольшее видообразование происходит на границе ассельского и сакмарского ярусов, т.е. все девять новых видов появляются в конце ассельского времени и в раннетастубское. Местные виды устойчиво распространены по всему изученному разрезу и даже иногда замещают основной вид (в среднетастубское время присутствие трех местных видов эпимастопор при отсутствии *E.alpina*). Любопытно отметить, что в средней части тастубского горизонта, слабо охарактеризованной водорослями, встречены только местные формы эпимастопор наряду с широко распространенными антракопореллой и глобулиферопореллой, а в сакмарском ярусе явно преобладают местные виды.

Интересно сопоставить комплекс сифоноидей, встреченных на биогермном массиве Шахтау, с сообществом, описанным из биогермных известняков ассельского яруса Среднего Урала (Чувашов, 1974). Общими родами, встреченными как на Шахтау, так и на Среднем Урале, являются эугонофиллум, антракопорелла, эпимастопора, псевдоэпимастопора и глобулиферопорелла. Причем все

эти роды представлены широко распространенными видами и в южно-европейских странах (Flügel, 1966; Kochansky-Devidé, 1970a; Homann, 1972). К этим видам относятся: *Eugonophyllum johnsoni, Anthracoporella spectabilis, Epimastopora piae* (из группы *E. alpina*), *Pseudoepimastopora likana* и *Globuliferoporella symetrica*.

Но на Среднем Урале не встречены такие роды, как *Neoanchicodium*, довольно богато в видовом отношении представленный на Шахтау, а также *Mizzia* и *Atractyliopsis*. Однако описанные Чувашовым виды происходят в основном из ассельских отложений, где мицции очень редки, а антракопорелла не описана, но упомянута в списке видов ассельского яруса.

В то же время на Шахтау отсутствует ряд родов, обнаруженных на Среднем Урале, а именно – *Anchicodium, Ivanovia, Thaiporella, Anfractuosporella*. Можно также отметить, что и на Среднем Урале широко распространены и местные виды, которые, как и на Южном Урале (Шахтау), находятся примерно в одинаковом соотношении с широко распространенными: на 11 видов описанных сифоноидей приходится 10 новых видов (на Шахтау соответственно на 9 видов – 9 новых). В этой связи вызывает некоторое сомнение утверждение Чувашова, что "комплекс водорослей беднее в высоких географических широтах" и что "в пермских отложениях востока Русской платформы и на Урале отсутствуют водоросли рода *Mizzia*" (Чувашов, 1972, стр. 13). Беря за основу описанные им виды в цитированной выше работе, в основном из ассельского яруса северной части Среднего Урала, нельзя согласиться с выделением Южного и Среднего Урала в Восточно-Европейскую провинцию: наличие мицций и основных широко распространенных видов сифоновых водорослей на Шахтау явно противоречит его утверждению.

Дальнейшее изучение водорослевых остатков из ассельских и сакмарских отложений Урала, Приуралья и востока Русской платформы должно уточнить и стратиграфическое и географическое положение этих ископаемых. Но и на данном этапе их изучения уже можно пытаться коррелировать и уточнять стратиграфические схемы Южной Европы и Советского Союза не только по макро- и микрофауне, но и по альгофлоре.

ЛИТЕРАТУРА

Кордэ К.Б. 1951. Новые роды и виды известковых водорослей из каменноугольных отложений Среднего Урала. – Труды МОИП, отд. геол., т. 1.

Королюк И.К., Кириллова И.А. 1973. Литология биогермных известняков нижнепермского массива Шахтау (Приуралье). – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 48, вып. 4.

Маслов В.П. 1956. Ископаемые известковые водоросли СССР. – Труды ГИН АН СССР, вып. 160.

Махаев В.Н. 1940. Материалы к познанию ископаемых водорослей СССР. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, № 5, 6.

Миклухо-Маклай А.Д. 1966. Водоросли. – В кн.: Стратиграфия СССР. Пермская система. М., "Недра".

Основы палеонтологии. 1963. Водоросли, мохообразные, псилофитовые, плауновидные, членистостебельные, папоротники. М., Изд-во АН СССР.

Раузер-Черноусова Д.М. 1975. Палеоэкология ассельских и сакмарских фузулинид из биогермного массива Шахтау (Башкирия). – Вопр. микропалеонтол., вып. 18.

Чувашов Б.И. 1967. Водоросли девона, карбона и нижней перми Среднего и Южного Урала, их экология и стратиграфическое значение. – Ископаемые водоросли СССР. М., "Наука".

Чувашов Б.И. 1974. Пермские известковые водоросли Урала. – В кн.: Водоросли, брахиоподы и миоспоры из пермских отложений Западного Урала. Труды Ин-та геол. и геохим., УНЦ АН СССР, вып. 109. Свердловск.

Bebout D.G., Coogan A.H. 1964. Algal genus *Anthracoporella* Pia. J. Paleontol., v. 38, N 6.

Bilgutay U. 1960. Some Permian calcareous algae from the vicinity of Ankara. – Bull. Mineral Res. and Explor., Inst. Turkey, N 54.

Elliott G.F. 1968. Permian to Palaeocene calcareous algae (Dasycladaceae) of the Middle East. – Bull. Brit. Museum (Natur. History), Geol., Suppl., N 4.

Endo R. 1952. Stratigraphical and paleontological studies of the later Paleozoic calcareous algae in Japan; II. Several previously described species from the Sakamotozawa section, Hikoroichi-mura, Kesen-gun,

in the Kitakami mountainous land. – Trans. and Proc. Palaeontol. Soc. Japan, N.S. N 5.
Endo R. 1960. Stratigraphical and paleontological studies of the later Paleozoic calcareous algae in Japan; XV. A restudy of the genus *Epimastopora*. – Saitama Univ. Sci. Rept., ser. B, v. 3, N 3.
Endo R., Kanuma M. 1954. Stratigraphical and paleontological studies of the later Paleozoic calcareous algae in Japan; VII. Geology of the Mino mountains land and southern part of Nida plateau with description of the algal remains found in those districts. – Saitama Univ. Sci. Rept, ser, 1, N 3.
Flugel H. 1963. Algen und Problematica aus dem Perm Süd – Anatoliens und Irans. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. I, Bd. 172, N 1/2.
Flugel E. 1966. Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sh. 25.
Homann W. 1972. Unter- und tiefmittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Trefdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – Senckenberg. lethaea, Bd. 53, N 3, 4.
Johnson J.H. 1946. Lime-secreting algae from the Pennsylvanian and Permian of Kansas. – Bull. Geol. Soc. America, v. 57, N 12.
Johnson J.H. 1951. Permian calcareous algae from the Apache Mountains, Texas. – J. Paleontol., v. 25, N 1.
Johnson J.H. 1963. Pennsylvanian and Permian algae – Quart. Colorado School Mines, v. 58, N 3.
Johnson J.H., Danner W.R. 1966. Permian calcareous algae from Northwestern Washington and Southwestern British Columbia. – J. Paleontol., v. 40, N 2.
Karpinsky A. 1908. Einige problematische Fossilien aus Japan. – Verhandl. russ. mineral. Ges. St., Petersburg. Bd 46, Lief. 2.
Kochansky-Devide V., Ramovs A. 1966. Zgornjekarbonski mikrofosili in Stratigrafski pazvoj v zahodni Sloveniji. – Slov. Akad. Znan. Umetn., Razpr. – Dissert., IX/7, Ljubljana.
Kochansky-Devidé V. 1970a. Permski mikrofosili zahodnih Karavank. – Geologija, kn. 13.
Kochansky-Devidé V. 1970b. Die Kalkalgen der Karbons vom Velebit-Gebirge (Moskovien und Kassimovien). – Palaeontologia Jugoslavica, sv. 10.
Kochansky V., Herak M. 1960. On the carboniferous and Permian Dasycladaceae of Yugoslavia. – Geol. Vjesnik, N 13.
Kochansky-Devidé V., Milanovič M. 1962. Unterpermische Fusuliniden und Kalkalgen des Tara-Gebietes in der mitteleren Crna Gora (Montenegro). – Geol. Vjesnik, N 15.
Konishi K., Wray J.L. 1961. Eugonophyllum, a new Pennsylvanian and Permian algal genus. – J. Paleontol., v. 35.
Pantić S. 1965. Gornjopermski mikrofosili iz anizijskih konglomerata Haj Nehaja-Crna Gora. – Vesn. Zav. geol. geofiz. ist., ser. A, kn. 21.
Pia J.V. 1920. Die Siphoneae verticillata vom Karbon bis zur Kreide. – Verhandl. zool.-bot. Ges. Wien, Bd 11.
Pia J.V. 1922. Einige Ergebnisse neuerer Untersuchungen über die Geschichte der Siphoneae verticillatae. – Z. indukt. Abstammungs- und Vererbungslehre, Bd 30.
Pia J.V. 1937. Die wichtigsten Kalkalgen des Jungpaläozoikums und ihre geologische Bedeutung. – 2d. Congr. carbon., Heerlen 1935, Compt. rend., t. 2.
Racz L. 1966a. Carboniferous calcareous algae und their associations in the San Emiliano and Louis-Ciguera Formations (Prov. Leon, NW Spain). – Leidse geol. meded., Deel 31.
Rácz L. 1966b. Late Palaoezoic calcareous algae in the Pisuerga basin (N-Palencia, Spain). Leidse geol. meded., Deel 31.
Ramovš A., Kochansky-Devidé V. 1965. Die Entwicklung des jungpaläozoikums in der Umgebung von Ortner in Unterkrain. – Slov. Akad. Znan. Umetn. Razpr. – Dissert. VIII.
Rezak R. 1959. Permian algae from Saudi Arabia. – J. Paleontol., v. 33, N 4.
Schubert R.J. 1908. Zur Geologie des österreichischen Velebit (Nebst paläontologischem Anhang). – Jahrb. geol. Reichsanst., Bd 58, N 2.
Toomey D.F. 1969. The biota of the Pennsylvanian (Vergilian) Leavenworth limestone, Midcontinent Region. Pt 2. Distribution of algae. – J. Paleontol., v. 43, N 6.
Zanin Buri C. 1965. A new Permian Epimastopora (Calcarous alga) from Hunza Valley (Western Karakorum). – Sci. Repts. Ital. Exped, Karakorum, Hindu Kush, IV. Paleontology-Zoology-Botany, Leiden.

Calcareous Green (Siphonal) Algae of the Asselian and Sakmarian Stages of the Shakhtau Bioherm Massif (Bashkiria)

E.L.Kulik

An assemblage of calcareous siphonal algae is described, their stratigraphic distribution throughout the section being given. General and species known from analogous deposits of the Middle Urals and South Europe (Yugoslavia and Carnian Alps) are present in the section.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Выпуск 21 Вопросы микропалеонтологии 1978 г.
Ответственный редактор В.В. Меннер

Е. Л. КУЛИК
Геологический институт Академии наук СССР
И. К. КОРОЛЮК
Институт геологии и разработки горючих ископаемых
Д. М. РАУЗЕР-ЧЕРНОУСОВА
Геологический институт Академии наук СССР

К ВОПРОСУ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО И ФАЦИАЛЬНОГО ЗНАЧЕНИЯ АССЕЛЬСКИХ И САКМАРСКИХ ИЗВЕСТКОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗ БИОГЕРМНОГО МАССИВА ШАХТАУ, БАШКИРИЯ)

Известковые водоросли весьма широко распространены в ассельских и сакмарских отложениях, особенно в биогермных разностях, но изучены явно недостаточно. В Советском Союзе ассельские и сакмарские водоросли описаны в небольшом объеме с Северного Урала К.Б. Кордэ (1951) и из Приуралья В.Н. Махаевым (1940) и полней – с Северного и Среднего Урала Б.И. Чувашовым (1967, 1974).

Известен систематических состав водорослей того же возраста из Средней Азии и со Среднего Урала по работам А.Д. Миклухо-Маклая (1951) и П.М.Китаева (1974). Более обширная литература по этой группе ископаемых имеется за рубежом. Однако, согласно высказываниям специалистов, биостратиграфическое значение известковых водорослей до сих пор еще не выяснено.

В большей степени водоросли используются при фациальном и экологическом анализе.

Отложения массива Шахтау особенно интересны для исследователей известковых водорослей, поскольку в породах они обильны и хорошей сохранности, фациальный состав отложений весьма разнообразен, а возраст точно датирован. Сифоновые известковые водоросли (кодиевые и дазикладиевые) из ассельских и сакмарских отложений массива Шахтау монографически описаны Е.Л. Кулик (1978), описание остальных водорослей ею подготавливается к печати.

Нами водоросли были исследованы в 165 образцах. Их изученность по разрезу неравномерная. Наиболее полно по числу точек (образцов) и по разнообразию представленных фаций охарактеризованы подзоны Pseudofusulina moelleri и ругозофузулин тастубского горизонта (более 50 образцов) и зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma ассельского яруса. По другим стратиграфическим подразделениям число образцов с водорослями не превышает трех десятков; из них более изучена зона Pseudofusulina urdalensis стерлитамакского горизонта сакмарского яруса.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДОРОСЛЕЙ

Массив Шахтау слагается отложениями ассельского, сакмарского и артинского ярусов. Ассельские и сакмарские отложения массива представлены в основном массивными и литологически однородными известняками, стратиграфическое расчленение которых возможно только по фузулинидам. Распределение сифоновых известковых водорослей в массиве рассмотрено Е.Л. Кулик (1978) по зонам и горизонтам фузулинидовой схемы. В данной статье сделана попытка анализа стратиграфического значения всех изученных известковых водорослей массива Шахтау.

Ассельский ярус в массиве представлен его средней и верхней зонами, т.е. зоной Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda и зоной Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma. В сакмарском ярусе выделяется тастубский и стерлитамакский горизонты. Тастубский горизонт расчленяется на две провинциальные зоны: зону Pseudofusulina moelleri и зону Ps. verneuili. Первая зона в массиве Шахтау разделена на две подзоны, впервые охарактеризованные в Ишимбаевском районе (Шамов, Корженевский, Виссарионова, 1936) – на подзону Ps. moelleri и ругозофузулин и подзону Pseudofusulina moelleri и Ps. baschkirica. Подзоны являются местными зональными подразделениями с более ограниченным ареалом. В стерлитамакском горизонте различают нижнюю зону Ps.callosa и верхнюю Ps.urdalensis (Королюк и др., 1970).

АССЕЛЬСКИЙ ЯРУС

Ассельский ярус представлен отложениями верхней части средней зоны и верхней зоной. Родовой состав водорослей обеих зон довольно сходный. Для всего яруса характерно очень широкое распространение шамовелл из синезеленых, разнообразие и многочисленность кодиевых и дазикладиевых, а также более частое присутствие багряных водорослей (кунеификусов и унгдарелл).

Зона Schwagerina moelleri и Pseudofusulina fecunda

Материал по средней зоне очень ограничен (общий список см. таблицу). Встречены редкие кодиевые и дазикладиевые; последние представлены в основном эпимастопорами и псевдоэпимастопорами[1]. Следует отметить первые мицции.

Зона Schwagerina sphaerica и Pseudofusulina firma

Водоросли верхней зоны разнообразны и многочисленны. Характерны для зоны частые неоанхикодиумы, а эугонофиллумы почти отсутствуют. Широко распространены эпимастопоры (4 вида), псевдоэпимастопоры (2 вида) и глобулиферопореллы, участками – антрактилиопсисы. Весьма обильны разнообразные шамовеллы, особенно концентрического типа, а также *Tubiphytus obscurus*, различные синбиотические желваки, обволакивающие (в том числе *Girvanella mexicana*), скрепляющие и сверлящие синезеленые и разные трубчатые образования; единично встречена *Velomorpha* cf. *kuznensis*.

САКМАРСКИЙ ЯРУС

Зоны и подзоны тастубского горизонта и зоны стерлитамакского горизонта охарактеризованы водорослями неравномерно. Водоросли нижней подзоны тастубского горизонта и верхней зоны стерлитамакского были изучены по боль-

---

[1] Подробнее распределение сифоновых известковых водорослей по зонам и горизонтам рассмотрено Е.Л. Кулик (1978).

Таблица

Стратиграфическое распределение известковых водорослей в ассельском и сакмарском ярусах

Наименование видов	Шахтау							Урал		Карнийские Альпы		Югославия
	Ассельский ярус		Сакмарский ярус									
			Тастубский горизонт			Стерлитамакский горизонт						
			Нижняя зона									
	Средняя зона	Верхняя зона	Нижняя подзона	Верхняя подзона	Верхняя зона	Нижняя зона	Верхняя зона	Кордэ, 1951 Махаев, 1940 Чувашов, 1967	Чувашов, 1974	Flügel, 1966, 1968	Homann, 1972	Kochansky-Devide, 1970 и др.
Eugonophyllum johnsoni	р		оч				р		▲ ○	○ □	○ □	▲ □ ○
E. mülderi	р		р									
E. konishii		р	оч				о					
Neoanchicodium catenoides	р	о	о							○	○ ● x □	■ x
N. shichanense	р		р									
N. pseudoarticulatum			о									
N. paradoxum	р	р					р			□		
Ortonella cf. morikawai			р									□
Garwoodia sp.			р									
Codiaceae sp. sp.					р		р					
Anthracoporella spectabilis	р		ч	р		р	ч	▲ ○ ?	▲ ○	▲ x ○	▲ x ○	▲ □ ○
Epimastopora alpina	р	о	р			о	оч	○ ?	○ ■	○ ● x	○ □ x	● x □
E. flügeli		о	р	р			р					
E. bashkirica		р	р	р			о					
E. seleukensis		о		р								
Pseudoepimastopora likana		о	р				о		○ x ■	○	○	● □
Ps. shachtauensis	р	о	р									
Globuliferoporella symetrica		о	оч	о	р	р	оч		○ ■	○	○ □	
Mizzia velebitana			р		р					● □	● □	□
M. cornuta	р		р							○	○ □	□
M. pseudocornuta			о									
? Atractyliopsis carnica		?оч								● x	● x	
Macroporella sp.			р									□
Vermiporella sp.	р									● □		
Hicorocodium elegantum			р	р	о	ч	р			□	●	□
"Solenomeris" sp.				о		о	о					
Cuneiphycus sp.	о	р			р	р			○	○	○	
Velomorpha cf. kuznensis		р										
Aeolisaccus sp.			р	р		р				● □		○
Shamovella sp.	оч	оч	ч	р								
Tubiphytes obscurus	ч	ч	ч	о								
Ungdarella sp.	р	р		р		о						
Girvanella mexicana		р										
G. cf. ducii kasakhiensis			р									
Coactilum sp.			р									

р – редко, о – обычно, ч – часто, оч – очень часто; возраст местонахождений: ▲ касимовский и гжельский ярусы; ○ ассельский ярус; ● верхняя зона ассельского яруса; □ сакмарский ярус; ■ тастубский горизонт сакмарского яруса; x часто

шему числу образцов, чем в остальных стратонах яруса. Этим отчасти объясняется полнота характеристики нижнетастубских и верхнестерлитамакских комплексов и их сравнительно высокое разнообразие. В большей мере все же бедность и однообразие известковых водорослей средне- и позднетастубских, как и раннестерлитамских, были обусловлены изменением условий внешней среды.

Смена водорослей на границе ассельского и сакмарского ярусов происходит очень постепенно и нижнетастубские комплексы отличаются от ассельских в основном бо́льшим разнообразием и более высокой численностью видов. В целом для сакмарского яруса характерно сокращение кодиевых, преобладание среди дазикладиевых антракопорелл и глобулиферопорелл, видовое разнообразие мищий, появление обволакивающих типа соленомерисов и проблематичных хикорокодиумов.

Тастубский горизонт

Зона Pseudofusulina moelleri

Зона в целом резко выделяется разнообразием и высокой численностью водорослей.

Подзона Pseudofusulina moelleri и ругозофузулин

Общее число водорослей и их численность высокие. Кодиевые представлены почти всеми видами, известными в ассельских отложениях, и по большому числу нахождений; кроме того, отмечены ортонеллы и гарвудии. Среди дазикладиевых характерны более частые антракопореллы, эпимастопоры, псевдоэпимастопоры, глобулиферопореллы и мищии. Багряные водоросли редки. Синезеленые весьма обильны, представлены разными типами шамовелл, обволакивающими, в том числе гирванеллами (*Girvanella* cf. *ducii kasakhiensis*) и другими нитчатыми водорослями. В единичных случаях встречены *Coactilum* и *Hicorocodium*.

Подзона Pseudofusulina moelleri и Ps. baschkirica

Из этой подзоны водоросли определены из очень небольшого числа точек, распределенных по большой площади массива. Состав водорослей резко сокращается за счет почти полного отсутствия кодиевых. Дазикладиевые встречаются сравнительно редко, чаще – глобулиферопореллы. Более постоянны багряные водоросли, среди них впервые появляются обволакивающие типа соленомерисов. Отмечены унгдареллы, эолисакусы, редкие хикорокодиумы. Синезеленые разнообразны: кроме гирванелл наблюдаются различные нитчатые образования, шамовеллы сравнительно редки, но обычны формы, близкие к губкам; на более мелководных участках встречены сверлящие и обволакивающие синезеленые водоросли.

Зона Pseudofusulina verneuili

Водоросли верхней зоны изучены по узкой полосе выходов отложений зоны в центральной части массива. Ассоциации водорослей очень бедны и однообразны. Дазикладиевые редки (только два вида двух родов). Наблюдаются частые хикорокодиумы. Характерно для зоны резкое сокращение синезеленых водорослей и появление шамовелл с ячеистой поверхностью.

Стерлитамакский горизонт

Со стерлитамакского времени комплексы водорослей вновь обогащаются, главным образом в отношении дазикладиевых. Разнообразие водорослей возрастает к верхней зоне яруса.

Зона Pseudofusulina callosa

Сообщество несколько богаче, чем в конце тастубского времени, но все же еще однообразное и сравнительно бедное. Кодиевые отсутствуют полностью, среди дазикладиевых вновь появляются наиболее широко распространенные *Anthracoporella spectabilis, Epimastopora alpina* и *Globuliferoporella symetrica*. Наиболее характерен для зоны *Hicorocodium elegantum*, довольно часто встречающийся на центральной части плато. В нескольких образцах отмечены на багряных "соленомерисы", кунеификусы и унгдареллы, единичны эолисакусы. Синезеленые водоросли почти отсутствуют, уступая место губкам.

Зона Pseudofusulina urdalensis

Состав водорослей верхней зоны горизонта несколько разнообразнее и встречаемость гораздо выше, сохранность лучше, остатки крупнее и более легко определимы до вида. Вновь появляются кодиевые, чаще неопределимые до вида. Дазикладиевые многочисленны, но только четырех родов. Хикорокодиумы встречаются редко и чаще "соленомерисы". Синезеленые водоросли вновь более разнообразны, более частыми становятся сверлящие водоросли, нитчатые типа гирванелл, разные шамовеллы, в том числе с ячеистой поверхностью.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Большинство исследователей позднекаменноугольных и раннепермских известковых водорослей считает преждевременным установление их стратиграфического значения. Указывается на недостаточную их изученность в настоящее время, на длительность существования большинства родов и видов, на отсутствие точного обозначения возраста видов (нередко только до эпохи), а также на затруднения в сопоставлении подразделений позднего карбона и ранней перми разных регионов. Большой пессимизм в этом отношении выражен Б.И. Чувашовым (1974) в его весьма ценном исследовании ассельских и сакмарских известковых водорослей Урала. Сравнение уральских флор известковых водорослей с флорами других стран Чувашов проводит на родовом уровне и только в общих чертах, не выделяя характерных комплексов. Он подчеркивает широкий возрастной интервал описанных им форм и резкие палеобиогеографические отличия альгофлор, особенно зеленых водорослей.

Значительно интереснее стратиграфические соображения исследователей ассельских и сакмарских водорослей Карнийских Альп (Flügel, 1966, 1968; Homann, 1972) и Югославии (Kochansky-Devidé, 1970, 1973 и др.; Kochansky-Devidé, Herak, 1960; Kochansky-Devidé, Milanovič, 1962; Herak, 1965 и др.). Хотя Э. Флюгель и В. Хоманн подчеркивают лишь региональное значение выводов по биостратиграфическому распределению известковых водорослей, но уже на видовом уровне ими устанавливается сходство в стратиграфическом распределении комплексов Карнийских Альп и разных регионов Югославии и даже (в меньшей мере) удаленных стран (Япония, США). Этими исследователями полней охарактеризован раттендорфский (ассельский) ярус, а вышележащие трогкофельские отложения сакмарского яруса оказались очень бедны водорослями. Этот пробел заполняется результатами изучения водорослей в Югославии, где весь разрез верхнего карбона и нижней перми отмечен обилием водорослей, что позволило говорить о стратиграфическом значении некоторых родов и видов и наметить даже местные руководящие формы.

Существенное значение имеет сводка стратиграфического распределения родов известковых водорослей карбона и перми, представленная в статье Т. Гювенца (Güvenç, 1971). Из таблиц отчетливо следует, что ряд родов имеет ограниченное распространение в пределах ассельского и сакмарского ярусов и их сочетание может быть характерным для отделов и ярусов. Гювенц определенно подчеркивает стратиграфическое значение отдельных родов и даже

видов, хотя до сих пор изучение водорослей, по его мнению, далеко не удовлетворительно.

Опираясь на стратиграфические выводы указанных исследователей, мы попытаемся выяснить, имеют ли особенности вертикального распределения водорослей в разрезах Шахтау биостратиграфическое значение или только фациальное.

Своеобразием известковых водорослей Шахтау является резкое сокращение кодиевых после раннетастубского времени. Эугонофиллумы очень многочисленны в нижней подзоне тастубского горизонта, также разнообразны, но с несколько меньшей численностью, неоанхикодиумы, но затем те и другие почти исчезают. К этому явлению следует отнестись с особым вниманием, поскольку момент угасания березеллидово-кодиевых сообществ и смена их на мищиево-гимнокодиевые настолько резко выражен в разных странах, что он рассматривался как скачок в развитии известковых водорооолей. По мнению К.Кониши (1960, стр. 36), смена "Komia" -Bereselleae-Anchicodium-Eugonophyllum ассоциации на Mizzia-Gymnocodiaceae комплексы происходила в течение поздней части ранней перми (ленардское или артинское время), а не на общепринятом рубеже позднего карбона и перми. По всей вероятности, ленард в понимании Кониси соответствует сакмарскому ярусу s. str. и нижней части артинского яруса. В. Хоманн (Homann, 1972) намечает этот скачок значительно ранее - в середине раттендорфского века, отмечая большое сходство раннораттендорфских водорослей с позднекаменноугольными. Э.Флюгель (Flügel, 1968, стр. 56) усматривает резкий рубеж, соответствующий скачку Кониси, на границе раттендорфского и трогкофельского веков, считая альгофлору раттендорфского века однородной и в общем гжельско-ассельского габитуса. Каменноугольный облик водорослей раттендорфских отложений отмечает и В.Коханска-Девиде (Kochansky-Devidé, 1970, стр. 233), указывая на существенное развитие мищций только с трогкофельского века. Смена березеллидово-кодиевой флоры водорослей на мищиево-гимнокодиевую в пределах сакмарского яруса четко выражена и по сводке Гювенца (Güvenc, 1971). Кодиевые водоросли на Урале описаны Б.И. Чувашовым (1974) только из ассельского яруса и не приводятся из сакмарского, а по спискам П.М. Китаева (1974) параделлы (формы, близкие к эугонофиллумам) распространены лишь в гжельском ярусе и не известны в ассельском.

В массиве Шахтау рубеж, выраженный в исчезновении и угасании кодиевых и в появлении мищций, несколько растянут во времени и может быть проведен или в середине ассельского века по первому появлению мищций, или в конце того же века по более частому нахождению мищций, или в конце раннетастубского времени по резкому сокращению кодиевых[1]. По существу, -это рубеж ассельского и сакмарского веков, на котором происходит как переживание кодиевых до конца сакмарского времени, так и более раннее появление мищций в ассельское. Такой же характер смен известковых водорослей наблюдается и в Карнийских Альпах, и в Югославии: частые *Neoanchicodium catenoides* и *Eugonophillum magnum* отмечаются еще в трогкофельских (сакмарских) отложениях Югославии, обычно в их нижней части (слои с *Pseudofusulina rakoveci*, Kochansky-Devidé, 1970, 1973 и др.). *Eugonophyllum johnsoni* указан из трогкофеля Карнийских Альп, однако он взят под сомнение Флюгелем (Flügel, 1968, стр. 59), не подтвержден и Хоманном (Homann, 1972, стр. 266). Мищции известны уже в раттендорфских (ассельских) отложениях Карнийских Альп (Flügel, 1968; Homann, 1972), хотя по В.Коханска-Девиде в Югославии мищции появляются только с трогкофельского века.

---

[1] Кодиевые весьма стенофациальные организмы и их исчезновение в самом начале тастубского времени объясняется некоторым погружением массива Шахтау в последующее тастубское время. В стерлитамакское время кодиевые опять появляются, но более малочисленные и таксономически более однообразные.

Таким образом, существенная смена в ассоциациях известковых водорослей на рубеже ассельского и сакмарского веков имеет более или менее одинаковый характер на Южном Урале и на юге Западной Европы. Бесспорно, что этот важный момент в развитии известковых водорослей подлежит дальнейшему уточнению.

Сравнение альгофлор ассельского и сакмарского ярусов Шахтау и юга Западной Европы выявило некоторое их сходство. Для позднеассельского сообщества водорослей массива Шахтау характерны предположительно *Atractyliopsis carnica* и частые эпимастопоры, в том числе особенно *Epimastopora alpina* (см. табл.). *Atractyliopsis carnica* является зональной формой верхней части раттендорфского яруса Карнийских Альп, сопоставляемой с верхней зоной ассельского яруса. Частые эпимастопоры и особенно *Epimastopora alpina* считаются характерными для того же стратона Флюгелем (Flügel, 1966) и Коханска-Девиде (Kochansky-Devidé, 1970, стр. 224). Кроме того, одинаково многочисленны в верхней зоне ассельского яруса Шахтау и в верхней зоне раттендорфского яруса *Pseudoepimastopora likana, Globuliferoporella symetrica* и *Neoanchicodium catenoides* (ср. таблицу и Flügel, 1966, стр. 64). Сходство позднеассельской альгофлоры Южного Приуралья и Юго-Западной Европы подчеркивается еще нахождением в обоих регионах более частых кунеификусов. В ассельских отложениях Среднего и Северного Урала Б.И. Чувашовым также указываются те же *Pseudoepimastopora likana, Globuliferoporella symetrica,* атрактилиопсисы и обильные кунеификусы. Эти данные уже позволяют говорить об определенном сочетании видов ассельского комплекса водорослей в пределах значительной территории, хотя почти все указанные виды распространены и в сакмарских отложениях сравниваемых регионов.

Сакмарские отложения массива Шахтау отличаются от ассельских повышением частоты встречаемости мищий и глобулиферопорелл, резким сокращением кодиевых, появлением "соленомерисов" и проблематичных хикорокодиумов. В Западной Европе мищии, по утверждению Коханска-Девиде и Гювенца, появляются только с трогкофельского века[1]. Многочисленные *Mizzia velebitana* и *M.cornuta* указываются Флюгелем (Flügel, 1968, стр. 46, 49) из тресдорфского известняка (возможно, верхняя часть трогкофельского яруса). Все же мищии известны и в раттендорфских (ассельских) отложениях Карнийских Альп (Homann, 1972), но, по всей вероятности, в раттендорфское время они были малочисленны. Такое предположение возникает при рассмотрении невыразительных изображений, опубликованных Хоманном (Homann, 1972, табл. 5, фиг. 40 и табл. 6, фиг. 47) и при анализе списков водорослей в статьях обстоятельного исследователя Э.Флюгеля (Flügel, 1966, 1968 и др.): среди раттендорфских сифоней мищии отсутствуют. По-видимому, редки или отсутствуют мищии и в ассельских отложениях соседних территорий Югославии.

Globuliferoporella symetrica до последнего времени относилась к роду *Gyroporella*. Так как и Коханска-Девиде включала *Globuliferoporella symetrica* в род *Gyroporella,* то, по-видимому, и к данному виду можно отнести замечание этого автора о более частой встречаемости гиропорелл, начиная с сакмарского времени. Кодиевые, как указывалось, резко сокращаются по численности и разнообразию в течение сакмарского века как в Шахтау, так и в Западной Европе. Но одинаково на обеих сравниваемых территориях наблюдается вспышка в развитии неоанхикодиумов в самом начале сакмарского времени. Наконец, хикорокодиум специфичен для сакмарского века также и в Западной Европе. По мнению Хоманна, Коханска-Девиде и Гювенца, хикорокодиум характерен для трогкофельского яруса.

---

[1] По-видимому, Коханска-Девиде отказывается от признания ассельского возраста *Mizzia cornuta* из Турчини Черногории (Kochansky-Devidé, Herak, 1960, табл. VII, фиг. 14); возраст остальных описанных ею мищий, бесспорно, послеассельский.

Нельзя не отметить, что в пределах сравниваемых территорий намечаются даже руководящие и зональные виды. Так, Флюгель считает *Atractyliopsis carnica* руководящей формой для верхней зоны ассельского яруса Карнийских Альп и для того же стратиграфического интервала он предположительно указывается в разрезе Шахтау, а Чувашов отмечает атрактилиопсисов на Урале только в ассельском ярусе. По-видимому, расцвет *Neoanchicodium catenoides* происходил в южноевропейских и уральских акваториях в конце ассельского века и в начале сакмарского, хотя общее распространение вида и значительно шире. Как указывалось, В.Коханска-Девиде считает его руководящим для троткофельского яруса (по-видимому, для его нижней части).

В итоге можно считать, что в настоящее время уже намечается некоторая последовательность в смене комплексов известковых водорослей в ассельский и сакмарский века Южного Урала и юга Западной Европы. Общие черты комплексов выражены в преимущественном сочетании определенных видов или в их численности, хотя биозоны почти всех видов и выходят за пределы одного века. Распространение части видов нуждается в уточнении. В дальнейшем сравнение сообществ можно проводить уже на видовом уровне, выявляя моменты наибольшего развития (эпиболи) видов и родов.

ФАЦИАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСТАТКОВ ИЗВЕСТКОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ

Массив Шахтау во время формирования был отмелью, окруженной более глубоким морем. Глубина на отмели менялась. Временами отмель превращалась в сложнопостроенный рифовый массив, иногда рифом была только часть его, или вся возвышенность оказывалась ниже уровня действия волн. Сопоставление литологических и палеоэкологических данных позволило выделить определенные фациальные зоны в пределах массива (Королюк, Краснов, 1975). Основными фациями ассельских и сакмарских отложений Шахтау были фации банок, отмелей, склонов массива, рифового гребня, рифового плато и биогермных поселений на плато.

При фациальном анализе водорослей были учтены их систематический состав и таксономическое разнообразие, частота встречаемости и численность видов по данным Е.Л. Кулик. Небольшим дополнением послужили наблюдения Д.М. Раузер-Черноусовой по распределению водорослей в разных типах пород, в которых водоросли встречены совместно с фузулинидами.

В ассельское время в пределах массива выделяются фация шамовелло-мшанковых зарослей юго-восточного склона банки и фация отмели, превращающейся иногда в остров. Шамовеллово-мшанковые заросли состояли из участков массового развития шамовелл, чередующихся с участками густого поселения сетчатых мшанок. Каждое сообщество занимало площадь в несколько квадратных метров, образуя постройки в 0,2-0,5 м высотой. Мшанкам и шамовеллам сопутствовали бедные по набору родов брахиоподы, редкие гастроподы, пелециподы, трилобиты. Интересно почти полное отсутствие фузулинид и редкость мелких фораминифер, среди которых встречены туберитины, глобивальвулины, *Nodosaria netchajewi* и др. (Королюк, Замилацкая, 1973). Местами имелись заросли криноидей. Можно предполагать, что эта фация образовалась на глубинах 30-40 м, где разрушения тонких сеток мшанок и шамовелл не происходило, а между ними накапливался тонкозернистый или сгустковый кальцит.

В зоне шамовеллово-мшанковых зарослей резко преобладали синезеленые водоросли - в основном шамовеллы концентрического типа, сопровождавшиеся синбиотическими желваками и разнообразными нитчатыми образованиями типа гирванелл. Биогермные шамовелловые и мшанковые известняки обычно лишены остатков зеленых и багряных водорослей.

В центре современного массива сохранились следы острова конца ассельского времени в виде скопления различного детрита с гнездами брекчий рас-

трескивания и с корками строматолитов. В образцах этой зоны встречены следы сверления, обрастающие водоросли, синбиотические желваки синезеленых, шамовеллы плохой сохранности, а также обломки кодиевых и дазикладиевых водорослей.

Склоны ассельской банки-отмели были заселены разнообразными животными. На южном склоне среди богатого подвижного бентоса выделяются крупные гастроподы, одиночные и колониальные кораллы и губки. Зеленые водоросли представлены всегда как кодиевыми, так и дазикладиевыми, обычно бедными по родовому составу (один род кодиевых, один-два дазикладиевых). Следует отметить дифференцированное распределение кодиевых. Так, в среднеассельское время в биоморфных породах, разнообразных по составу организмов, явно преобладают неоанхикодиумы, чаще без сопровождения дазикладиевыми, а в полидетритовых известняках со шламовым цементом встречены одни эугонофиллумы, но с эпимастопорами. Приуроченность эугонофиллумов к более спокойным условиям существования подтверждается и их исчезновением в позднеассельское время, когда гидродинамический режим стал более активным. Синезеленые разного типа обильны, кроме того, встречены кунеификусы и унгдареллы, более частые в среднеассельских отложениях.

По западному склону банки заросли водорослей более пышны. Судя по значительному развитию синезеленых водорослей (обрастающие, в том числе гирванеллы и другие трубчатые формы), глубина участков с водорослями не была значительной. В позднеассельское время на склоне отсутствовали багряные, кодиевые были слабо развиты, разнообразие дазикладиевых умеренное, преобладали эпимастопоры (*Epimastopora flügeli* и *E. bashkirica*), их обломки нередко крупные и имеют хорошую сохранность, что позволяет предполагать их захоронение на месте произрастания. В верхней части западного склона банки были развиты коралловые поселения. В их пределах и вблизи от них наблюдаются наиболее богатые комплексы дазикладаций при полном отсутствии кодиевых. Характерной формой комплекса является ? *Atractyliopsis carnica*, представленный во многих образцах этой полосы, но только в виде обломков. Его сопровождают разные виды эпимастопор и псевдоэпимастопор, а также *Globuliferoporella symetrica*. Разнообразие сообществ дазикладиевых наиболее высокое по сравнению со всеми ассоциациями, наблюдавшимися на Шахтау, а именно до пяти видов четырех родов. Интересно отсутствие антракопорелл в таких сообществах. Сильная раздробленность остатков указывает на энергичный гидродинамический режим, а возможно, и на активную деятельность растениеядных обитателей кораллового биогерма.

С начала тастубского времени произошла более резкая дифференциация Шахтауской отмели. По ее восточному краю обособился рифовый гребень (рис. 1), построенный богатым комплексом каркасообразующих животных и растений - мшанками, палеоаплизинами, кораллами и шамовеллами. В западинах быстро растущего каркаса и в его нишах в большом количестве поселялись различные брахиоподы, криноидеи и другие животные. Цельные скелетные остатки и их детрит быстро цементировались инкрустирующими корками синезеленых водорослей и хемогенного кальцита. Биогермные известняки лишены остатков зеленых водорослей, в них присутствуют лишь разнообразные синезеленые.

За рифовым гребнем располагалось рифовое плато - защищенный мелководный участок, на котором отлагался тонкоразмельченный разнообразный детрит. Здесь жили в большом количестве разнообразные брахиоподы. Нельзя не отметить гигантских раннетастубских хориститов. Кораллы встречались редко, в виде мелких колоний округлой формы или одиночные. Обильные мшанки захоронялись в виде мелких обломков и реже - в виде чрезвычайно крупных обломков сеток рода *Polypora*, росших здесь же. В этой зоне в раннетастубское время существовали многочисленные фузулиниды и самый разнообразный по систематическому составу комплекс мелких фораминифер, насчитывающий 16 родов и около 40 видов (различные прикрепляющиеся формы, в том числе тетратаксисы, из возможного планктона - брэдиины, глобивальвулины и эндотиры, бентосные нодозарии, гейнитцины и другие).

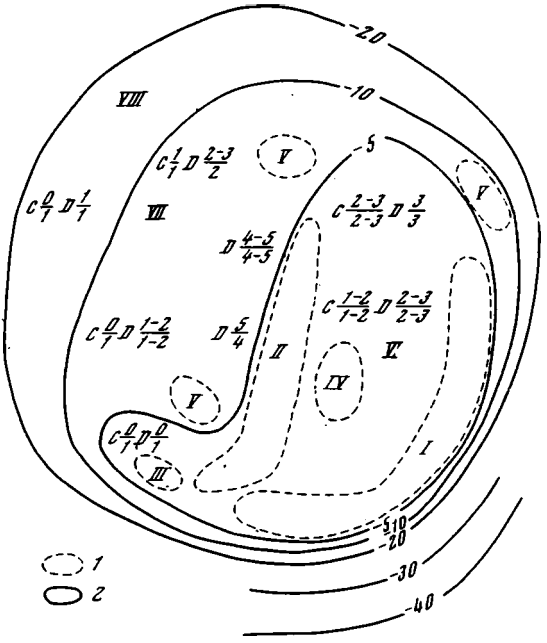


Рис. 1. Схема распределения фаций в отложениях нижней и средней зон тастубского горизонта сакмарского яруса массива Шахтау (по И.К. Королюк). I–VIII – **фациальные зоны:**

I – рифовый гребень
II – полоса кораллово-палеоаплизиновых биогермов
III – песчаная отмель
IV – остров в начале тастубского времени
V – брахиоподовые банки
VI – рифовое плато
VII – мелководный склон рифового плато
VIII – более удаленный склон, зона накопления детрита
1 – границы наблюдаемых сообществ
2 – предполагаемые изобаты (Королюк Краснов, 1975, рис. 44)
C – кодиевые водоросли,
D – дазикладиевые, числитель – число видов, знаменатель – число родов

Лагуна рифового плато, вероятно, была мелководной, хорошо прогреваемой, защищенной от действия больших волн. В ней росли отдельными куртинами различные потенциальные рифостроители (мшанки, кораллы, шамовеллы, палеоаплизины); они были рассеяны мелкими поселениями. Широко были распространены организмы, скелеты которых посмертно расчленяются на основные части – криноидеи, сифоновые водоросли. Не исключено, что этому процессу, так же как и разрушению колоний мшанок, способствовали хищники. Остатки последних, правда, в отложениях Шахтау не найдены, но отсутствие следов окатанности мшанкового детрита говорит о том, что значительная часть его местного происхождения, а спокойный гидродинамический режим зоны противоречит предположению об энергичном волновом раздроблении мшанок.

По-видимому, микрорельеф дна лагуны, гидродинамический режим и другие условия среды были весьма изменчивыми. Так, на юге рифового плато на участке с мшанково-шамовелловыми, полидетритовыми и шламовыми осадками, отвечающем понижению дна, произрастали эугенофиллумы, местами многочисленные, редкие виды эпимастопор и псевдоэпимастопор, а также унгдареллы из багряных. По соседству выделяется участок с мищиями, обособленность обстановки которого подчеркивается и своеобразием фузулинидового сообщества в образце с мищиями: породу переполняет один вид ругозофузулин. Относительно несколько севернее на плато, в полосе развития детритовых, преимущественно полидетритовых пород, сообщество зеленых водорослей значительно богаче и разнообразнее, но с весьма изменчивым составом по отдельным местонахождениям. Общими признаками более северной части плато становится присутствие неоанхикодиума, антракопорелл и глубулиферопорелл. Наряду с ними встречаются и эугонофиллумы (*Eugonophyllum johnsoni* и *E. konishii*), а также и все виды эпимастопор. Разнообразие зеленых умеренное (кодиевые – до двух родов и двух видов, дазикладиевые – не более двух родов и трех видов). *Globuliferoporella symetrica* и *Epimastopora alpina* в единичных случаях наблюдаются без сопровождающего сообщества. Синезеленые водоросли довольно разнообразны, багряные отсутствуют.

На западной окраине рифовое плато окаймляли постройки из палеоаплизин, которые сменялись колониальными ругозами. Ширина этих поселений была невелика – до 20–30 м. Общая мощность накопившихся биогермных известняков до 10 м. В палеоплизиновых зарослях жили немногочисленные крупные ринхонеллиды, маргиниферы и другие брахиоподы. Высота колоний кораллов дости-

гала 2–3 м. Промежутки между колониями кораллов засыпались члениками криноидей и фузулинидами. В целом зона коралловых зарослей бедна мшанками и брахиоподами, хотя последние весьма разнообразны по систематическому составу.

Раннетастубские водоросли этих биогермных построек рифового плато оказались очень своеобразными. Общим отличием комплексов является отсутствие кодиевых и багряных, а также довольно высокое разнообразие и многочисленность дазикладиевых. На участке палеоаплизинового биогерма особенно обильны глобулиферопореллы. Напомним, что ту же картину большого систематического разнообразия и многочисленности дазикладиевых и одновременно отсутствие кодиевых мы уже отмечали в отложениях коралловых биогермных построек ассельского века. По-видимому, более подвижный режим коралловых поселений был неблагоприятен для кодиевых, а чистая вода и постоянный приток биогенных элементов способствовали развитию дазикладиевых.

В пределах рифового плато в раннетастубское время на юге массива выделяется широкая полоса песчаных отмелей. Песок отмелей состоит главным образом из обломков разных организмов, в том числе шамовелл, редких дазикладиевых (эпимастопор и антракопорелл) и кодиевых. Скрепляющими песчинки являлись частые голипаммины, а также разнообразные обрастающие синезеленые водоросли. Нередки следы сверлящих организмов.

Западнее полосы палеоаплизиново-коралловых поселений располагался склон Шахтауской отмели. От этой фации сохранились осадки позднетастубского времени. В это время на склоне процветали криноидеи и фузулиниды, так как остатки именно этих организмов являлись породообразующими в позднетастубское время. Фузулиниды преобладали удлиненные, с тяжелыми раковинами. Остальная фауна была довольно бедная: редкие брахиоподы, одиночные и колониальные кораллы, последние в виде мелких уплощенных колоний, местами обильные и крупные ветвистые мшанки (ромботрипеллы и др.) и немногочисленные мелкие фораминиферы (текстуляриды, тетратаксисы, брэдиины, глобивальвулины и др.). В осадках склона в большом количестве захоронились также остатки брахиопод, сетчатых мшанок и других организмов, снесенных из соседних зон и отличающихся потертостью и окатанностью обломков.

Для известковых водорослей фация западного склона отмели в тастубское время была явно неблагоприятна. В позднетастубское время массив испытал некоторое погружение, что отразилось на составе альгофлоры. Синезеленые водоросли резко сокращены по своему разнообразию; сверлящие отмечены лишь у нижней и верхней границ стратона, редки обрастающие, почти нет шамовелл концентрических, но многочисленна появившаяся впервые шамовелла (или губка?) с ячеистой поверхностью, напоминающая вермипореллу, единичны хикорокодии; весьма редки неопределимые кодиевые. Дазикладиевые представлены в образце не более, как одним таксоном из наиболее распространенных родов. Но любопытно, что единичные мицции и глобулиферопореллы встречены опять в северной части полосы развития осадков этого времени.

Осадки стерлитамакского времени сохранились на западной части массива, где в основном известна лишь одна фация палеоаплизинового рифа. В начале стерлитамакского времени накапливались разнообразные литологические пачки, среди преобладающих детритовых и криноидных известняков встречаются небольшие мшанковые и гидрактиноидные биогермы. В это время особенно широко распространяется хикорокодиум, характерный для шамовелловых и криноидных разностей пород с унгдареллами и кунеификусами, отлагавшихся, по-видимому, на несколько более углубленных участках в пределах массива. Дазикладиевые совместно с хикокорокодиум не встречены. Дазикладиевые в мшанковых разностях (биогермных и детритовых) и в полидетритовых породах представлены наиболее распространенными родами (чаще эпимастопоры, затем антрокопореллы, псевдоэпимастопоры и глобулиферопореллы), но обычно по одному роду в образце. И только в биоморфных мшанковых известняках разнообразие достигает двух родов.

В фации позднестерлитамакского палеоаплизинового рифа, помимо массивных и крупных палеоаплизин, были весьма распространены также морские ли-

лии, мшанки и фузулиниды. Прочая фауна, довольно разнообразная по систематическому составу, была не богатой по численности. Относительно часто поселялись здесь одиночные ругозы, реже колониальные кораллы и брахиоподы. Мшанки как сетчатые, так и ветвистые местами образовывали массовые поселения.

Гидродинамическая обстановка на отмели в это время периодически менялась – в моменты небольшого углубления в толще осадков захоронялись остатки разнообразных организмов почти в прижизненном положении и образовывалась пятнистая биогермная пачка. Временами же гидродинамика резко усиливалась, палеоаплизиновые пластины обламывались, накапливающиеся обломки покрывались инкрустационными корками.

В разнообразных породах палеоаплизинового биогерма дазикладиевые становятся постоянным компонентом, достигая довольно большого разнообразия и численности видов, что чаще наблюдается в палидетритовых и мшанковых (как биогермных, так и детритовых) известняках. В комплексах нередко представлены наиболее широко распространенные роды и очень постоянна комбинация все тех же *Anthracoporella spectabilis*, *Epimastopora alpina*, *Pseudoepimastopora likana* и *Globuliferoporella symetrica*. Любопытно, что наибольшее разнообразие дазикладиевых отмечено в мшанково-гидрактиноидных биогермах, причем сохранность водорослей хорошая и в шлифах попадаются крупные сечения. Следует указать и на появление вновь кодиевых, хотя и редких и плохой сохранности. Интересно, что они встречены как в образцах с разнообразными дазикладиевыми, так и при отсутствии последних. Весьма характерны для палеоаплизинового рифа хикорокодиумы. Синезеленые водоросли развиты слабо.

Переходя к итогам по фациальному распределению ассельских и сакмарских известковых водорослей в массиве Шахтау, необходимо еще раз подчеркнуть неполноту нашего материала. Все же можно отметить некоторые общие моменты, свойственные водорослям за весь изученный отрезок времени.

Известковые водоросли чаще образовывали ассоциации из разных групп и родов и гораздо реже обнаруживался один таксон в образце. Породообразующей оказалась только *Anthracoporella spectabilis*, и то лишь в одном случае. При значительном содержании в некоторых образцах кодиевых (особенно эугонофиллума) дазикладиевые отступают на задний план.

В распределении зеленых водорослей по образцам и по фациям в ряде случаев намечается некоторая дифференциация. Так, эугонофиллумы и анхикодиумы чаще встречаются в разных типах ассельских и раннетастубских пород. Первые предпочитали более затишные места, что объясняется листоватой формой этих водорослей. Неоанхикодиумы, по-видимому, имели более разветвленную форму таллома и перфорацию листа, так что могли выдерживать и более неспокойный гидродинамический режим. Однако все кодиевые исчезали при энергичном воздействии водных масс, как, например, вблизи коралловых и палеоаплизиновых поселений в ассельское и раннетастубское время. Характерно, что кодиевые обычно представлены более крупными обломками, тогда как дазикладиевые чаще раздроблены на мелкие кусочки. По-видимому, это обстоятельство также указывает на более спокойные условия заселения и захоронения кодиевых.

При сравнении амплитуды экологической приспособляемости кодиевых и дазикладиевых отчетливо выявляется бо́льшая стенобионтность первых, на что уже указывалось ранее (Flügel, 1968). Небольшие западины были неблагоприятны для водорослей вообще, но в первую очередь для кодиевых. Так, на участке развития фузулиновых известняков с губками и со шламом кодиевые очень редки, но дазикладиевые еще довольно многочисленны и представлены двумя родами – эпимастопорами и антракопореллами. И при повышении активности водных масс первыми исчезали кодиевые, что особенно ярко выразилось в фации биогермных коралловых и палеоаплизиновых построений западной окраины рифового плато. Эта фация оказалась наиболее благоприятной для дазикладиевых, процветанию которых могли способствовать подвижность водных масс и постоянный приток биогенных элементов в район этих построек. Однако для ко-

диевых большая активность гидродинамического режима была уже неблагоприятна.

Среди дазикладиевых эпимастопоры являются наиболее эврифациальными, распространенными в разных фациях. Антракопореллы немного уступают эпимастопорам по широте их фациальной приспособленности. Более стенобионтными, по всей вероятности, были ? *Atractyliopsis carnica* и *Globuliferoporella symetrica*. Первая специфична только для фузулиновых и полидегритовых известняков на участке, относимом к верхней части склона банки Шахтау. Глобулиферопореллы приурочены к более северным частям рифового плато и к участкам с умеренно активным гидродинамическим режимом. Интересно и сочетание их в двух случаях с мицциями. Можно предполагать, что северные и северо-восточные склоны массива были более пологие и с более постоянными условиями обстановки существования.

Лимитирующее воздействие гидродинамического режима на развитие известковых водорослей выявилось наиболее ярко по изученным материалам. Можно не останавливаться на отсутствии зеленых водорослей в отложениях шамовелло-мшанковых биогермов ассельского времени и в раннетастубском рифовом грабене, а также в полосе песков на юго-западе массива, где условия были явно неблагоприятными для зеленых водорослей. Однако, как указывалось, вблизи рифогенных построек на плато с умеренной активностью водных масс создавались условия, даже способствующие процветанию дазикладиевых (но не кодиевых). Также и в стерлитамакских палеоаплизиновых и мшанково-палеоаплизиновых постройках рифового типа зеленые водоросли, преимущественно дазикладиевые, могут быть довольно обильными и хорошей сохранности, хотя и с умеренным систематическим разнообразием. По-видимому, в пределах стерлитамакского палеоаплизинового рифа временами условия были более спокойными. Рифовое тело, возможно, занимало достаточно большое пространство, и на наветренной стороне рифа на более затишных участках могли процветать и зеленые водоросли.

Глубина зарослей водорослей в пределах массива Шахтау предполагается от нескольких метров до 30-40 м. Предпочитали они глубины не более 10-20 м, в основном на рифовом плато и на верхней части склонов. С большей глубиной по склону зеленые водоросли беднеют. Такова эпимастопорово-псевдоэпимастопоровая ассоциация западного склона в ассельское время. С увеличением глубины (например, известняки с хикорокодиум) зеленые водоросли полностью исчезают, как и синезеленые (кроме шамовелл).

Отрицательное значение увеличения глубины водоема для развития водорослей объясняется также и одновременными изменениями таких факторов среды, как сила света, активность гидродинамики, скорость осадконакопления и пр. Так, например, быстрое осаждение тонкозернистого и хемогенного кальцита, заполняющего шамовелловые известняки, явно не способствовало заселению зелеными водорослями районов развития шамовелл.

Температурные условия имели также существенное значение для водорослей. Большее систематическое разнообразие дазикладиевых на северных участках рифового плато можно объяснить лучшей прогреваемостью и бо́льшим постоянством температуры водных масс на более пологом северном склоне массива. Резкое обеднение зеленых водорослей в фазу "*Pseudofusulina moelleri* и *Ps. baschkirica*" тастубского времени после их расцвета в предыдущей фазе, по всей вероятности, было обусловлено в основном наступившим в раннепермское время похолоданием в связи с оживлением горообразовательных процессов в пределах Урала и Приуралья.

Зависимость процветания известковых водорослей от характера грунта и скорости осадконакопления в ряде случаев выступает довольно отчетливо. Особенно богатые по числу видов и многочисленные сообщества зеленых водорослей наблюдаются в полидегритовых породах, т.е. на участках с преобладающими песчано-алевритовыми грунтами. Но иногда водоросли (в бедных ассоциациях) заселяли и илы.

По-видимому, хорошая аэрация воды и постоянный приток биогенных элементов особенно стимулировали развитие зеленых водорослей, что следует из большого разнообразия сообщества вблизи рифогенных поселений.

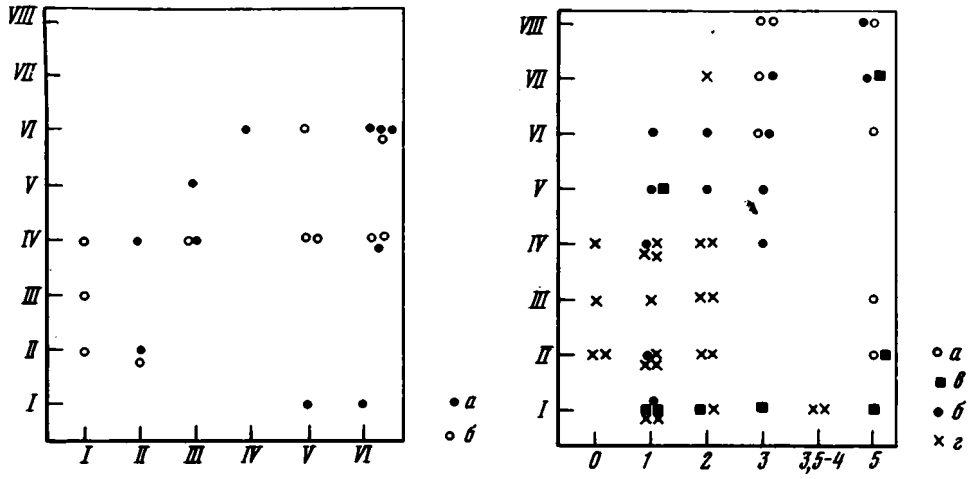
СООТНОШЕНИЕ В БИОТОПАХ ИЗВЕСТКОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ И ФУЗУЛИНИД

Вопрос о соотношении известковых водорослей и фузулинид очень интересует исследователей фузулинид в стратиграфическом, фациальном и экологическом аспектах, а также в отношении трофических условий. Наблюдения над совместным нахождением известковых водорослей и фузулинид весьма ограничены и выводы очень различны.

Так, супруги Ф. и Г. Калеры (Kahler, Kahler, 1937) в своих обстоятельных исследованиях стратиграфии и фаций позднего палеозоя Карнийских Альп указывают на редкость или даже отсутствие фузулинид в антракопорелловых известняках ауернигского возраста, однако подчеркивают частое нахождение обломков водорослей вместе с фузулинидами в позднераттендорфских и трогкофельских отложениях. Обсуждая замечания Ракуша о частом сопровождении водорослей фузулинидами, эти же авторы считают необходимым рассмотрение вопроса по различным родам водорослей. Преобладание фузулинид со вздутой шарообразной и легкой раковиной в водорослевых известняках отмечено Д.М. Раузер-Черноусовой и Е.Л. Кулик (1949) и С.Е. Розовской (1958). Причем Розовская считает фации известняков с сифоновыми водорослями особенно благоприятными для фузулинид, а фации с синезелеными водорослями – неблагоприятными. Детальные исследования позднего палеозоя Карнийских Альп последних годов (Flügel, 1966, 1968; Flügel et al., 1971; Homann, 1972) показали частое нахождение позднеассельского сообщества дазикладаций вместе с фузулинидами, особенно постоянное в моменты максимальных трансгрессий. Часто фузулиниды и кодиевые водоросли указываются Флюгелем в шламовых известняках. В то же время этими же исследователями установлено чередование в разрезе известняков с фузулинидами и с водорослями. Совместное существование фузулинид и водорослей наблюдал и Ч. Росс (Ross, 1972 и др.), а также развитие фузулинид вокруг или внутри полей водорослей (кодиевых). Но фации кодиевых (анхикодиевых) обычно завершают седиментационные циклы и следуют за фациями с фузулинидами на отмелях позднепалеозойских бассейнов Мидконтинента США (Laporte, 1962; Imbrie et al., 1964 и др.). Неясность вопроса соотношения водорослей и фузулинид – двух важнейших групп ископаемых позднего палеозоя – следует из наблюдений Д.М. Раузер-Черноусовой (1975). В ассельских и сакмарских отложениях массива Шахтау ею отмечено как одновременная многочисленность сифоновых и фузулинид на определенных участках ассельской отмели, так и отсутствие фузулинид в позднестерлитамакских известняках, переполненных остатками зеленых водорослей.

Анализ соотношений водорослей и фузулинид в отложениях массива Шахтау возможен с использованием только зеленых водорослей, как несколько более изученных. Материал наш весьма ограниченный и полученные результаты имеют только предварительное значение. В шестидесяти восьми образцах с водорослями из изученных Е.Л. Кулик (Кулик, 1978) определены также и фузулиниды. По этим образцам составлены корреляционные таблицы двух типов: 1) систематического разнообразия зеленых водорослей и фузулинид и 2) систематического разнообразия водорослей и численности фузулинид. Систематический состав разбит на условные категории – варианты (см. подписи к рисункам 2 и 3). Численность фузулинид выражена условной плотностью, т.е. числом сечений фузулинид на 1 см^2 площади шлифа (Раузер-Черноусова, 1975). К сожалению, численность водорослей специально не учитывалась, и поэтому относительную частоту встречаемости водорослей пришлось оценивать исходя из систематического разнообразия, поскольку обе величины изменяются более или менее параллельно. В корреляционной таблице систематического разнообразия (рис. 2) использованы данные только по ассельскому времени и фазе "Pseudofusulina moelleri и ругозофузулин" раннетастубского времени, так как со следующей фазы таксономическое разнообразие как зеленых водорослей, так и фузулинид резко сокращается.

Хотя разброс точек в обеих таблицах большой, все же в позднеассельское и раннетастубское время (рис. 2) намечается преобладание положительной



Р и с. 2. Корреляция между систематическим разнообразием зеленых водорослей и фузулинид

По абсциссе – варианты числа таксонов фузулинид:

I – 3 рода и 3–4 вида
II – 3 рода и 5–7 видов
III – 4 рода и 8–9 видов
IV – 4 рода и 10–12 видов
V – 5 родов и 4–8 видов
VI – 5 родов и 9–13 видов

По ординате – варианты числа таксонов зеленых водорослей:

I – отряд без родовых определений или 1 род
II – 1 род и 1 вид
III – 1 род, видов > 1 или 2 рода без видов
IV – 2 рода, видов 1 и более
V – 3 рода
VI – 4 рода и более

Возраст образцов:

а – ассельский
б – раннетастубский

Р и с. 3. Корреляция между систематическим разнообразием зеленых водорослей и плотностью фузулинид

По абсциссе – варианты плотности, выраженной в условных единицах. По ординате – варианты числа таксонов зеленых водорослей:

I – отсутствие водорослей
II – отряд без видов
III – 1 род без видов
IV – 1 род, 1 вид
V – 1 род, видов > 1
VI – 2 рода, 1–2 вида
VII – 3 рода, до 4 видов
VIII – 4 и более родов, видов до 5

Возраст образцов:
а – ассельский
б – нижнетастубский
в – средне- и верхнетастубский
г – стерлитамакский

корреляции между систематическим разнообразием зеленых водорослей и фузулинид. Слабая положительная корреляция между систематическим составом водорослей и плотностью фузулинид в те же отрезки времени выражена на рис. 3. Со среднетастубского времени (фазы "Pseudofusulina moelleri и Ps. baschkirica") корреляция отсутствует или даже принимает отрицательный характер.

Существенно, что в ассельское время и в фазу "Ps. moelleri и ругофузулин" стубского времени во всех образцах с зелеными водорослями (кроме одного) фузулиниды присутствуют, и лишь с фазы "Ps. moelleri и Ps. baschkirica" гастубского времени наблюдается отсутствие зеленых водорослей в образцах с фузулинидами; а водоросли без фузулинид встречены только со стерлитамакского времени (см. рис. 3). В последнем случае некоторые образцы переполнены остатками зеленых водорослей. Надо учесть, что условия в это время – время преобладания мшанково-гидрактиноидных биогермов – были неблагоприятными для развития фузулинид, которые в отложениях наблюдаются линзами, гнездами и представлены небольшим числом видов.

Любопытно, что наиболее четко взаимозависимыми обе группы ископаемых оказались на участках благоприятных условий для дазикладиевых, а именно в ассельское время и в фазу "Ps. moelleri и ругозофузулин" раннетастубского времени в районах значительного развития колониальных кораллов или коралловых биогермных построек. По-видимому, условия умеренно активного динамического режима, прозрачной воды и постоянного приноса питательных

веществ и биогенных элементов были одинаково благоприятными как для зеленых водорослей – особенно дазикладиевых, так и фузулинид. А так как в сообществах фузулинид на этих участках преобладают виды со вздутыми и легкими раковинами, то можно сделать вывод о возможном эпифитном образе жизни фузулинид этих участков (хотя бы временно), что способствовало их лучшему питанию. Такие предположения были уже высказаны в литературе (Раузер, Кулик, 1949; Ross, 1972; Раузер-Черноусова, 1975). Как известно, современные фораминиферы, особенно более округлой формы, в основном живут на водорослях (Фурсенко, Фурсенко, 1973; Murray, 1970 и др.). Трофические условия в пределах зарослей водорослей и вблизи биогермов наиболее разнообразны, а способы питания у фузулинид, как и у современных фораминифер (Lipps, 1975), по всей вероятности, были различными в разных нишах.

Интересно отметить, что на плато в условиях мшанковых биогермов дазикладиевые, как обычно, слабо выражены, но на таких участках бывают хорошо развиты фузулиниды (с преобладанием шарообразных и вздутых форм). С другой стороны, в условиях большего углубления бассейна с появлением в осадках губок и криноидей дазикладиевые резко сокращаются, а фузулиниды могут достигать значительной численности и разнообразия. Различным поведением обеих групп ископаемых объясняется положение точек на корреляционных таблицах в правом нижнем углу, отражающее неблагоприятные условия для зеленых водорослей, но вполне терпимые для фузулинид. Эти данные указывают на бо́льшую амплитуду приспособления у фузулинид, что подтверждается и следующим примером: в позднетастубское и раннестерлитамакское время, явно неблагоприятное одинаково как для водорослей (всех типов), так и фузулинид, все же в образцах с хикорокодиумом без зеленых водорослей встречено до трех видов псевдофузулин с плотностью до 3,5.

Не подтвердилось наблюдение супругов Калер об отсутствии фузулинид в антракопорелловых известняках: в нижнетастубских отложениях с частыми *Anthracoporella spectabilis* соседствуют многочисленные фузулиниды пяти видов. Отмечены нередко фузулиниды еще в пяти образцах с антракопореллами. Однако в одном образце с частыми антракопореллами фузулиниды не обнаружены.

В итоге можно считать, что зеленые известковые водоросли и фузулиниды занимали близкие биотопы в пределах массива Шахтау и являются соседствующими группами в экосистемах позднего палеозоя. Наиболее благоприятные экологические условия были сходные или близкие для фузулинид и дазикладиевых, что, возможно, свидетельствует не только об одинаковом положительном воздействии одних и тех же факторов внешней среды, но и о взаимообусловленности сосуществования фузулинид и дазикладиевых. Можно полагать, что обилие биогенных элементов в зарослях водорослей, простейших из жгутиконосцев, инфузорий и голых корненожек, а также бактерий создавали благоприятные трофические условия для фузулинид. Однако при неблагоприятных условиях фузулиниды и зеленые водоросли оказываются в разных нишах.

В заключение следует присоединиться к высказыванию супругов Калер, выраженному более 40 лет тому назад (Kahler, Kahler, 1937), о необходимости дальнейших и более дифференцированных исследований взаимоотношений водорослей и фузулинид по разным систематическим категориям и в различных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

Китаев П.М. 1974. Особенности изменения состава водорослей по площади в средне- и верхнекаменноугольных отложениях западного склона Среднего Урала. – Сб. научн. трудов, № 142. Перм. политехн. ин-т.

Кордэ К.Б. 1951. Новые роды и виды известковых водорослей из каменноугольных отложений Среднего Урала. – Труды МОИП, отд. геол., т. 1.

Королюк И.К., Замилацкая Т.К. 1973. Особенности распределения мелких фораминифер в нижнепермском биогермном массиве Шахтау (Башкирия). – Вопр. микропалеонтол., вып. 16.

Королюк И.К., Кириллова И.А., Меламуд Е.Л., Раузер-Черноусова Д.М. 1970. Нижнепермский биогермный массив Шахтау (Башкирия). – Бюлл. МОИП, отд. геол., т.XLV, вып. 4.

Королюк И.К., Краснов Е.В. 1975. Палеонтологические и палеоэкологические исследования – В кн.: Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтеносность. М., "Наука".

Кулик Е.Л. 1978. Известковые водоросли ассельского и сакмарского ярусов биогермного массива Шахтау (Башкирия). – Вопр. микропалеонтол., вып. 21.

Махаев В.Н. 1940. Материалы к познанию ископаемых водорослей СССР. – Бюл. МОИП, отд. геол., т. 18, № 5, 6.

Миклухо-Маклай А.Д. 1951. Общий обзор палеозойских водорослей СССР и их хронологическое и стратиграфическое значение. – Вестн. Ленингр. ун-та, № 2.

Раузер-Черноусова Д.М. 1975. Палеоэкология ассельских и сакмарских фузулинидей из биогермного массива Шахтау. – Вопр. микропалеонтол., вып. 18.

Раузер-Черноусова Д.М., Кулик Е.Д. 1949. Об отношении фузулинид к фациям и о периодичности в их развитии. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.

Розовская С.Е. 1958. Фузулиниды и биостратиграфическое расчленение верхнекаменноугольных отложений Самарской Луки. – Труды ГИН АН СССР, вып. 13.

Фурсенко А.В., Фурсенко К.Б. 1973. Фораминиферы лагуны Буссе и их комплексы. В кн.: Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. Новосибирск, "Наука".

Чувашов Б.И. 1967. Водоросли девона, карбона и нижней перми Среднего и Южного Урала, их экологическое и стратиграфическое значение. В кн.: Ископаемые водоросли СССР. М., "Наука".

Чувашов Б.И. 1974. Пермские известковые водоросли Урала. – Труды Ин-та геол. и геохимии Уральск. научн. центра АН СССР, вып. 109.

Шамов Д.Ф., Корженевский А.Д., Виссарионова А.Я. 1936. Стратиграфический очерк нефтеносных известняков Ишимбаева на основе изучения фауны фузулинид. – Пробл. сов. геол., № 9.

Flügel E. 1966. Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 25. Sonderheft.

Flügel E. 1968. Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 78. Jahrg.

Flügel E., Homann W., Tietz G.F. 1971. Litho- und Biofazies eines Detailprofils in den Oberen Pseudoschwagerinen – Schichten (Unter-Perm) der Karnischen Alpen. – Verhandl. Geol. Bundesanst., N 1.

Güvenç T. 1974. Repartition stratigraphique des algues calcaires du Carbonifère et du Permien de la Téthys. – C.r. VII Congr. intern. stratigr. et geol. Carbonifère. Bd III. Krefeld.

Herak M. 1965. Die Kalkalgen in der Stratigraphie der Dinariden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd 58.

Homann W. 1972. Unter- und tiefmittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel – Kalk und dem Treβdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – Senckenberg. lethaea, Bd 53, N 3–4.

Imbrie J., Laporte L.F., Merriam D.F. 1964. Beattie limestone facies (Lower Permian) of the northern mid-continent. – State Geol. Surv. Kansas, v. 169, N 1.

Kahler F., Kahler G. 1937. Beitrag zur Kennthis der Fusuliniden der Ostalpen. Die Pseudoschwagerinen der Grenzlandbänke und des oberen Schwagerinenkalkes. – Palaeontographica, Bd LXXXVII Abt. A.

Kochansky-Devidè V. 1970. Permski mikrofosili zahodnih Karavank. – Razprave in Poročila, 13 knjiga.

Kochansky-Devide V. 1973. Trogkofelske naslage u Hrvatskoj. – Geol. vjesnik inst. geološ. istraz. u Sagrebu. Sv. 26.

Kochansky V., Herak M. 1960. On the carboniferius and permian Dasycladaceae of Yugoslavia. – Geol. vjesnik, Sv. 13.

Kochansky-Devide V., Milanovic M. 1962. Donjopermske fuzulinide i vapnenačke alge područja Tare u Crnoj Gori. – Geol. vjesnik, Sv. 15.

Konishi K. 1960. A prominent marine floral change during the Permo-Carboniferous. – Rept Intern. Geol. Congr., XXI Sess., Norden, v. 22, Copenhagen.

Laporte L.F. 1962. Paleoecology of the Cottonwood limestone (Permian), northern Mid-Continent. – Bull. Geol. Soc. America, v. 73, N 5.

Lipps J.H. 1975. Feeding strategies and test function in foraminifera. – Abstr., Benthonics, Dalhausic Univ., Halifax.

Murray J.W. 1970. The foraminifera of the hypersaline Abv Dhobi Lagoon, Persian Gulf. – Lethaea, v. 3, N 1.

Ross Ch.A. 1972. Paleoecology of fusulinaceans. – Proc. Intern. Paleontol. Union. Intern. Geol. Congr., 23rd Sess., Czechoslovakia.

On Stratigraphic and Facial Importance of Asselian and Sakmarian Calcareous Algae (on the Example of the Shakhtau Bioherm Massif, Bashkiria)

E.L.Kulik, I.K.Korolyuk, D.M.Rauser-Chernousova

Konishi's jump in development of algae-flora of the Late Paleozoic (replacement ıf Beresella-Codium assemblages by Mizzia-Himnocodium ones) in the section of the ıhakhtau massif falls within the boundary of the Asselian and Sakmarian ages, being hough somewhat prolonged in time, as well as in the south of Europe.

As to facies distribution, the algae are poor in the reef facies, considerably diver-ıe in the facies of the reef plateau; Dasicladacea are most abundant; Codiaceae are ıbsent near coral-Paleoaplisina bioherms along the western margin of the plateau. The ımplitude of adaptation of Codiaceae is less than that of Dasicladacea, Epimastopora ıeing most eurybiontic. Green calcareous algae and fusulinides occupied similar bio-opes within Shakhtau. The most favourable conditions were similar for the both gro-ıps. This enables us to assume an interspecification of their existence and presence ıf trophical relations. The ecological valency of fusulinids is wider than that of green ılgae.

ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

К СТАТЬЕ Т.Н.ИСАКОВОЙ

Таблица I

Во всех случаях увеличение 10; оригиналы хранятся в ГИН АН СССР.

Фиг. 1–3. *Quasifusulina cayeuxi* (Deprat)
1 – экз. № 4518/1, с массивными осевыми заполнениями; Южный Тиман, скв. 326, глуб. 328,5 м; нижняя зона ассельского яруса; 2–3 – волнистая стенка; 2 – экз. 4518/2, там же; 3 – экз. № 4518/3, Южный Тиман, скв.КС–352, глуб. 191,2 м; нижняя зона ассельского яруса

Фиг. 4. *Quasifusulina cayeuxi* (Deprat)
Экз. № 4518/4, разрез "Холодный Лог", Пермская обл.; нижняя зона ассельского яруса

Фиг. 5. *Quasifusulina longissima* (Moeller)
Экз. № 4518/5, Пермская обл., скв. 5, глуб. 1888–1893 м; зона Daixina sokensis

Фиг. 6, 7. *Quasifusulina phaseolus* (Lee)
6 – экз. 4518/6, скв.342, глуб. 79,3 м; 7 – экз. № 4518/7, скв. 325, глуб. 121,2 м; Южный Тиман; нижняя зона ассельского яруса

Фиг. 8, 9. *Quasifusulina kaspiensis* (Scherb.)
8 – экз. № 4518/9, Южный Тиман, скв. 352, глуб. 193,8 м; 9 – экз.4518/8, Волгоградская обл., скв. 4118, глуб. 790–795 м; нижняя зона ассельского яруса

К СТАТЬЕ Е.Л.КУЛИК

Таблица I

Фиг. 1–3. *Eugonophyllum johnsoni* Konishii et Wray
1 – экз. № 4513/1, × 20; 2 – деталь фиг. 1 – репродуктивный орган, хорошо видно булавовидное тело, ×80; 3 – экз. № 4513/2, × 20; сакмарский ярус тастубский горизонт

Фиг. 4–5. *Eugonophyllum mulderi* Rácz
4 – экз. № 4513/8, слегка скошенное продольное сечение, вверху справа видны отходящие от утрикуля боковые тонкие и средняя конусовидная веточки, ×80; 5 – экз. 4513/6, × 40; ассельский ярус

Таблица II

Фиг. 1–3. *Eugonophyllum konishii* Kulik, sp. nov.
1 – голотип, экз. № 4513/10, × 40; 2 – экз. № 4513/3а, видны сферические полости перфорации, × 40; 3 – деталь фиг. 1, видна шаровидная полость внутри субкортекса, × 80; сакмарский ярус, тастубский горизонт

Фиг. 4, 5. *Neoanchicodium pseudoarticulata* Kulik, sp. nov.
4 – экз. № 4513/17, × 40; 5 – экз. № 4513/16а, видны пережим таллома и сходящиеся вплотную противолежащие нити субкортекса, × 40; сакмарский ярус, тастубский горизонт

Фиг. 6. *Neoanchicodium catenoides* Endo
Экз. № 4513/13, × 40; ассельский ярус

Таблица III

Фиг. 1. *Neoanchicodium pseudoarticulatum* Kulik, sp. nov.
Голотип – экз. № 4513/18–А, продольное тангенциальное сечение через два "членика", ×40; сакмарский ярус, тастубский горизонт

Фиг. 2. *Ortonella* cf. *marikawai* Endo
Экз. № 4513/18г, ×40; сакмарский ярус, тастубский горизонт

Фиг. 3, 4. *Neonchicodium shichanense* Kulik, sp. nov.
3 – экз. № 4513/20–1, продольное сечение перекристаллизованного экземпляра с характерной угловатой формой таллома, слева внизу сохранившийся участок нити, × 40; 4 – голотип, экз. № 4513/21, продольно-тангенциальное сечение, показывающее характерную форму таллома и перфорацию, × 40; ассельский ярус

Фиг. 5, 6. *Neocanchicodium paradoxa* Kulik, sp. nov.
5 – голотип, экз. 4513/12–А, ветвящийся участок таллома со смешанным строением субкортекса, × 40; 6 – экз. № 4513/20–2, поперечное сечение в месте ветвления? таллома, ассельский ярус

Таблица IV

Фиг. 1–7. *Anthracoporella spectabilis* Pia

1 – экз. № 4513/16–В, × 40; 2 – экз. № 4513/24, × 40; 3 – экз. № 4513/25, фрагмент стенки с репродуктивными органами? (сферические полости вверху и справа на конце), × 40; 4 – деталь фиг. 2 – репродуктивный орган? × 80; 5 – экз. № 4513/26, фрагмент стенки с ветвящимися и извилистыми каналами от ветвей, × 40; сакмарский ярус, тастубский горизонт; 6 – экз. № 4513/27, поперечное сечение стенки экземпляра с более прямыми каналами, × 40; сакмарский ярус, стерлитамакский горизонт; 7 – экз. № 4513/26–0, внутренняя полость двухсантиметрового таллома в породе, × 4; сакмарский ярус, тастубский горизонт

Таблица V

Фиг. 1–3. *Epimastopora alpina* Kochansky et Herak

1 – экз. № 4513/30–1, продольное сечение через стенку, в центре видно колбовидное образование (репродуктивный орган?), × 40; 2 – экз. № 4513/34–3, × 40; ассельский ярус; 3 – экз. № 4513/32, × 40; сакмарский ярус, тастубский горизонт.

Фиг. 4–6. *Epimastopora flugeli* Kulik, sp. nov.

4 – голотип, экз. № 4513/39–1, × 40; 5 – экз. № 4513/39–2, × 40; ассельский ярус; 6 – экз. № 4513/40–1, × 40; сакмарский ярус, стерлитамакский горизонт

Фиг. 7, 8. *Epimastopora seleukensis* Kulik, sp. nov.

7 – голотип, экз. № 4513/45а, × 40; 8 – экз. № 4513/46, × 40; ассельский ярус

Фиг. 9, 10. *Epimastopora bashkirica*, sp. nov.

9 – голотип, экз. № 4513/50, × 40; сакмарский ярус, тастубский горизонт; 10 – экз. № 4513/22–1, × 40; ассельский ярус

Таблица VI

Фиг. 1–4. *Pseudoepimastopora likana* (Kochansky et Herak) H. Flügel

1 – экз. № 4513/53, × 40; 2 – экз. № 4513/52–2, × 40; 3 – экз. № 4513/52–1, × 40; сакмарский ярус, стерлитамакский горизонт; 4 – экз. № 4513/4–в, × 40; сакмарский ярус, тастубский горизонт

Фиг. 5–7. *Pseudoepimastopora shachtauensis* Kulik, sp. nov.

5 – голотип, экз. № 4513/34–4, × 40; 6 – экз. № 4513/23–б, × 40; 7 – экз. № 4513/47а; × 40 верхняя часть ассельского яруса

Таблица VII

Фиг. 1. *Gyroporella* sp., экз. № 4513/20–3, × 40; ассельский ярус

Фиг. 2. *Macroporella* sp., экз. № 4513/4–В, × 40; сакмарский ярус, низы тастубского горизонта

Фиг. 3–6. *Globuliferoporella symetrica* (Johnson) Tschuvashov

3 – экз. № 4513/35–2, × 20; 4 – экз. № 4513/59, × 20; сакмарский ярус, стерлитамакский горизонт; 5 – экз. № 4513/58, × 40; 6 – экз. № 4513/41–а, × 40; сакмарский ярус, тастубский горизонт

Фиг. 7–9. ? *Atractyliopsis carnica* E. Flügel

7 – экз. № 4513/51–а, × 40; 8 – экз. № 4513/45–б, × 40; 9 – экз. № 4513/48–а, × 40; верхняя часть ассельского яруса

Фиг. 10. *Garwoodia* sp., экз. № 4513/23–а, × 40; сакмарский ярус, нижняя часть тастубского горизонта

Таблица VIII

Фиг. 1, 2. *Mizzia velebitana* Schubert

1 – экз. № 4513/63, × 40; 2 – экз. № 4513/63–а, × 40; сакмарский ярус, нижняя часть тастубского горизонта

Фиг. 3, 4. *Mizzia pseudocornuta* Kulik, sp. nov.

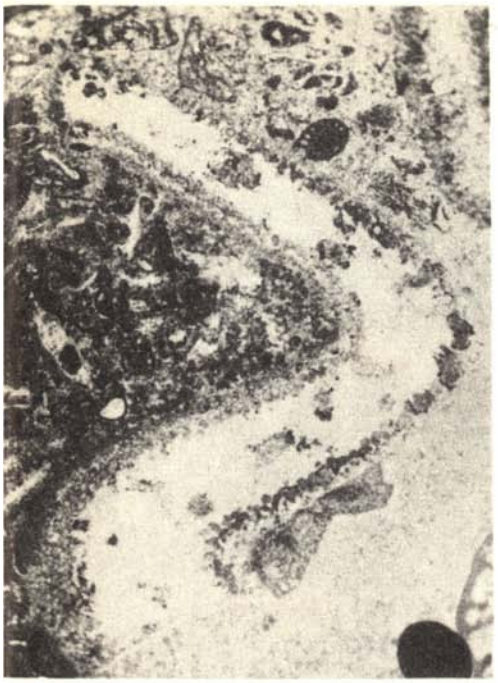
3 – голотип, экз. № 4513/67 × 40; 4 – экз. № 4513/65–4, × 40; сакмарский ярус, тастубский горизонт

Фиг. 5–7. *Mizzia cornuta* Kochansky et Herak

5 – экз. № 4513/65–5, × 40; 6 – экз. № 4513/66–2, × 40; сакмарский ярус, тастубский горизонт; 7 – экз. № 4513/30–2, × 40; ассельский ярус

1
2
3
4
5
6
7
8
9

Таблица I



1

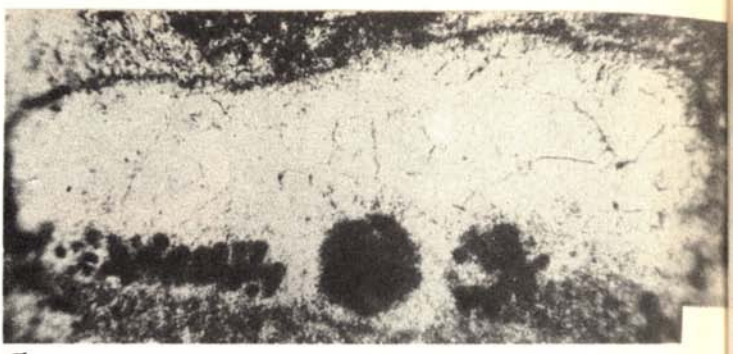
2

3

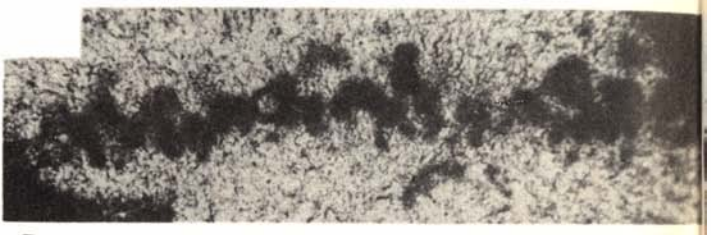
4

5

1



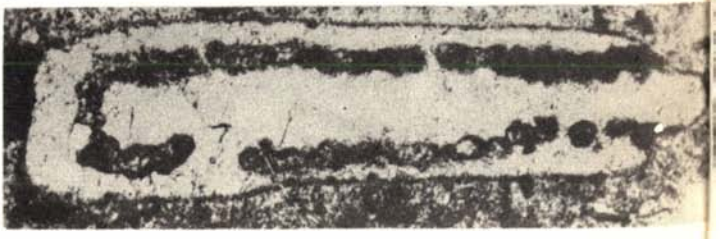
2



3

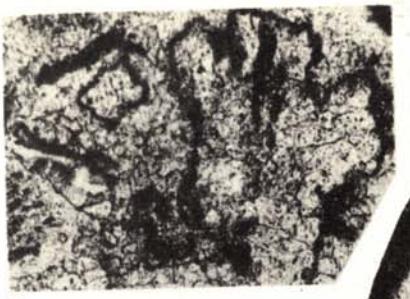
4

5



6

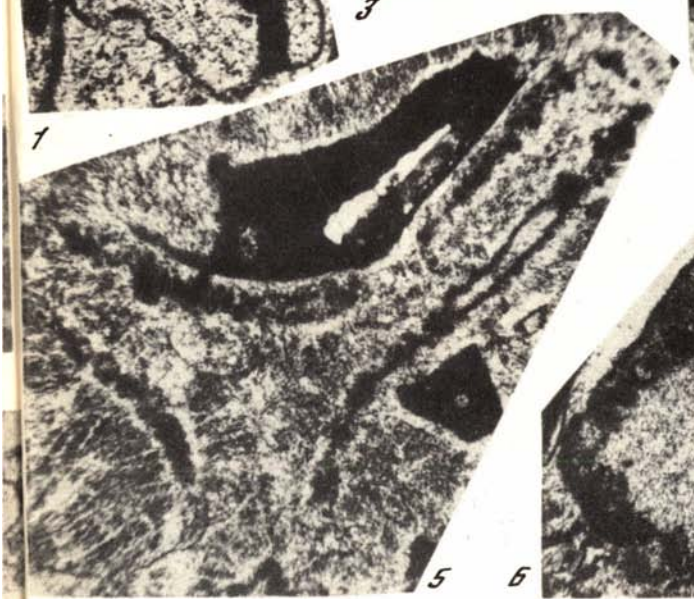
1



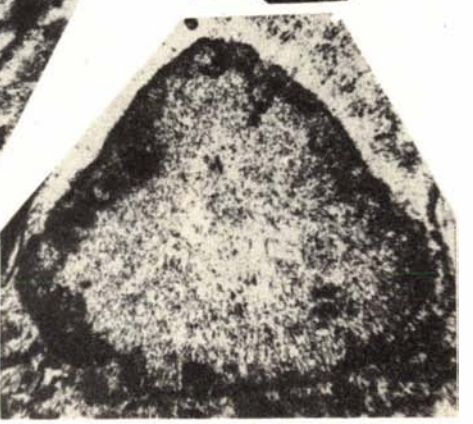
2

3

4



5



6

1

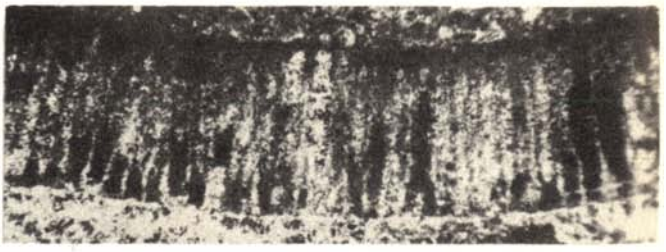
2

7

3

4

5



6

1

2

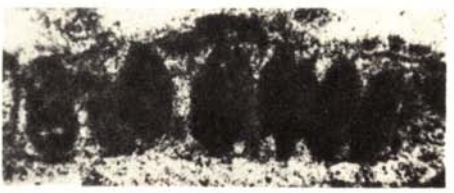
3

4

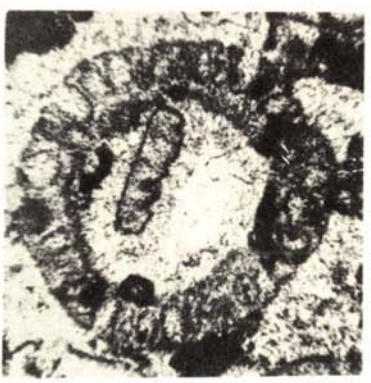
5

6

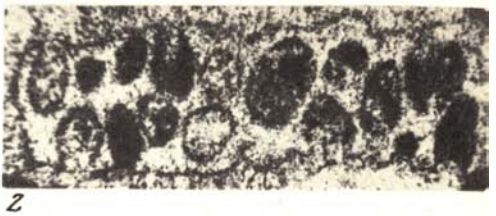
7


8

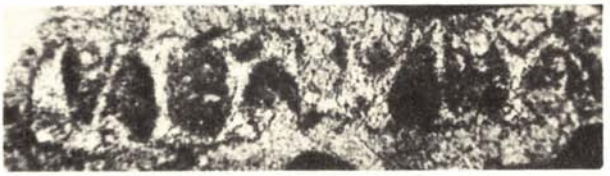
9


10

1



2



3

4

5

6

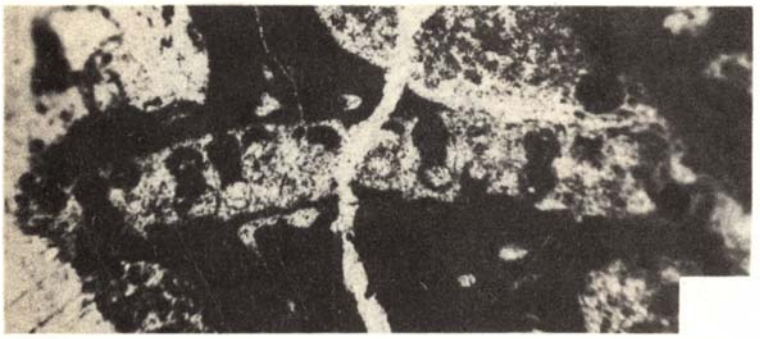
7

1

2

3

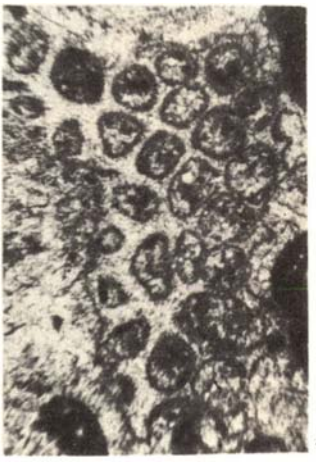
4


5

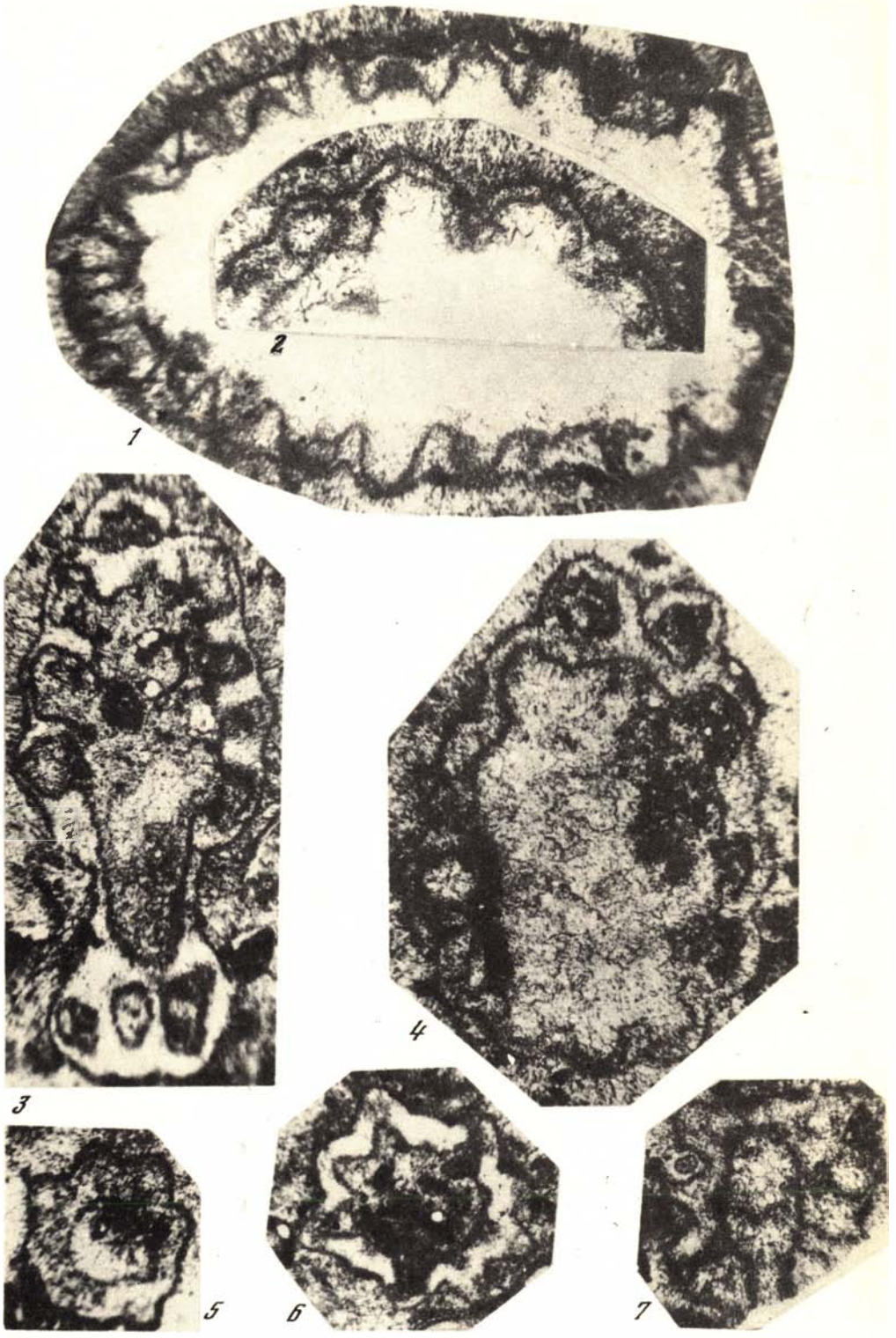
6

7

8


9

10


1
2
3
4
5
6
7

СОДЕРЖАНИЕ

Соловьева М.Н. Интегративные системы фораминифер 3

Исакова Т.Н. К вопросу о стратиграфическом значении некоторых представителей рода *Quasifusulina* Chen, 1934 17

Кузнецова К.И. Соотношение зональных подразделений в стратотипах кимериджского и волжского ярусов 24

Сулейманов И.С. Некоторые вопросы систематики семейства Verneuilinidae Cushman, 1927 37

Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны) 42

Серова М.Я. Планктонные фораминиферы палеогена и неогена северной части Тихоокеанской провинции 162

Кулик Е.Л. Известковые зеленые (сифоновые) водоросли ассельского и сакмарского ярусов биогермного массива Шахтау (Башкирия) 182

Кулик Е.Л., Королюк И.К., Раузер-Черноусова Д.М. К вопросу стратиграфического и фациального значения ассельских и сакмарских известковых водорослей (по материалам из биогермного массива Шахтау, Башкирия) 216

CONTENTS

Solovjeva M.N. Integration systems of foraminifera 3

Isakova I.N. On stratigraphic importance of some representatives of the genus Quasifulina Chen, 1934 17

Kuznetsova K.I. Correlation of zonal subdivisions in stratotypes of the Volgian and Kimmeridgian stages 24

Suleimanov I.S. Some problems concerning systematics of the family Verneuilinidae Cushman, 1927 37

Krasheninnikov V.A. Importance of oceanic deposits for elaboration of the Mesozoic and Cenozoic stratigraphic scale (Pacific and Atlantic Oceans) 42

Serova M.Ya. Planktonic foraminifera of Paleogene and Neogene in the northern part of the Pacific province 162

Kulik E.L. Calcareous green (siphonal) algae of the Asselian and Sakmarian stages of the Shakhtau bioherm massif (Bashkiria). 182

Kulik E.L. Korolyuk I.K., Rauser-Chernousova D.M. On stratigraphic and facial importance of Asselian and Sakmarian calcareous algae (on the example of the Shakhtau bioherm massif, Bashkiria) 216

1/4 16 934

УДК 563.12.017

Интегративные системы фораминифер. Соловьева М. Н. В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 21, М., "Наука", 1978.

В свете представлений об уровнях организации живого в статье применительно к фораминиферам рассматриваются молекулярный, клеточный и организменный уровни организации. Специфика фораминифер заключена в редчайшем случае совмещения клеточного и организменного уровней. Парадокс "простейших", к которым относятся фораминиферы, – в их чрезвычайной сложности. Под вводимым в статье понятием – интегративная система фораминифер, понимается связь между теми или иными из структур, присущих фораминиферам, и объединение разнокачественных и различных по функциям структур системы, обеспечивающей согласованность функций и структур.

Библ. 39 назв., илл. 5.

УДК 563.125.5

К вопросу о стратиграфическом значении некоторых представителей рода *Quasifusulina* Chen, 1934. Исакова Т.Н. В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 21, М., "Наука" 1978.

В статье рассмотрено стартиграфическое распространение шести видов квазифузулин. Узкие стратиграфические интервалы имеют: *Q. eleganta* – касимовский и гжельский ярусы, *Q. cayeuxi* – только ассельский ярус, *Q. kaspiensis* и *Q. phaseolus* – начиная с зоны Daixina sokensis по ассельский ярус и *Q. pseudoelongata* – от зоны Daixina sokensis по сакмарский ярус. *Q. longissima* распространена широко по всему верхнему карбону, включая ассельский ярус. Отмечены некоторые морфологические особенности строения раковин квазифузулин.

Библ. 29 назв., 1 палеонтол. табл., илл. 1.

УДК 551.762.3/551

Соотношение зональных подразделений в стратотипах кимериджского и волжского ярусов. Кузнецова К.И. В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 21, М., "Наука", 1978.

В статье приводится сопоставление зональных подразделений, выделенных по аммонитам и фораминиферам в стратотипических разрезах кимериджского яруса в Англии и волжского яруса у с.Городище в Поволжье.

Масштабы преобразований фауны на границах отдельных зон, подъярусов и ярусов не равноценны, однако выявлено, что наиболее контрастные изменения фаунистических сообществ не связаны с литологическим составом пород и происходят, в основном, внутри литологически однородных толщ.

Библ. 16 назв., илл. 4.

УДК 562/569

Некоторые вопросы систематики семейства Verneuilinidae Cushman, 1927. Сулейманов И.С. В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 21. М., "Наука", 1978.

Общее развитие семейств Ataxophragmiidae и Verneuilinidae, корни которых различны, проходило путем олигомеризации. Три основных направления исторического развития семейства Verneuilinidae проходили в разное время и дали начало трем подсемействам: Verneuilinoidinae Suleimanov, subfam. nov., Verneuilininae Cushman, 1911, Spiroplectininae Cushman, 1927.

Библ. 12 назв., илл. 2.

УДК 563.12(118.1)

Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны). Крашенинников В. А. В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 21, М., "Наука", 1978.

Статья посвящена стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Тихого и Атлантического океанов, а также строению чехла осадочных пород. Впервые обобщены материалы по глубоководному бурению в этих океанах с корабля "Гломар Челленджер". Для расчленения меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений используется единая зональная шкала по планктонным фораминиферам (для карбонатных осадков тропической, субтропической и умеренной областей). Расчленение глубоководных глинистых фаций и кайнозойских отложений бореальных

районов достигается с помощью планктона с кремневым скелетом. Детальные стратиграфические шкалы позволили сопоставить разрезы мезозоя и кайнозоя различных регионов Тихого и Атлантического океанов и установить особенности строения осадочного чехла океанов и геологическое развитие отдельных их областей.

Библ. 113 назв., илл. 16.

УДК 562/569

Планктонные фораминиферы палеогена и неогена северной части Тихоокеанской провинции. Серова М.Я. В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 21. М., "Наука", 1978.

В пространственном распределении планктонных фораминифер прошлого, являющихся основой зональных подразделений стратиграфических шкал мезозойских и кайнозойских отложений, наблюдаются, в принципе, те же закономерности, что и в современных океанических бассейнах: наиболее богатые планктонные комплексы характеризуют мезозойские и кайнозойские отложения тропического и субтропического поясов.

Присутствие планктонных фораминифер в третичных осадках высокоширотных областей позволяет провести корреляцию стратиграфических единиц местных шкал с подразделениями зональной шкалы тепловодных бассейнов.

Библ. 67 назв., илл. 8.

УДК 561.2

Известковые зеленые (сифоновые) водоросли ассельского и сакмарского ярусов биогермного массива Шахтау (Башкирия). Кулик Е.Л. В кн.:Вопросы микропалеонтологии, вып. 21, 1978.

Описан комплекс известковых сифоновых водорослей и дано их стратиграфическое распределение по разрезу. Установлено присутствие родов и видов, известных из аналогичных отложений Среднего Урала и Южной Европы (Югославии и Карнийских Альп).

Библ. 40 назв., илл. 3, палеонтол. табл. 8.

УДК 561.(11): 581.9

К вопросу стратиграфического и фациального значения ассельских и сакмарских известковых водорослей (по материалам из биогермного массива Шахтау, Башкирия). Кулик Е.Л., Королюк И.К., Раузер-Черноусова Д.М. В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 21. М., "Наука", 1978.

Скачок Кониши в развитии альгофлоры позднего палеозоя (смена березеллидово-кодиевых сообществ на мицциево-гимнокодиевые) в разрезе массива Шахтау приходится на рубеж ассельского и сакмарского веков, хотя и несколько растянут во времени, как и на юге Европы. В фациальном распределении водорослей отмечается их бедность в рифовой фации, большое разнообразие в фациях рифового плато и наибольшее богатство дазикладиевых при отсутствии кодиевых вблизи коралово-палеоаплизиновых биогермов по западной окраине плато. Амплитуда приспособления кодиевых меньше, чем дазикладиевых. Среди последних эпимастопоры наиболее эврибионтны. Зеленые известковые водоросли и фузулиниды занимали близкие биотопы в пределах Шахтау. Наиболее благоприятные условия были сходны для обеих групп, что позволяет предполагать взаимообусловленность их сосуществования и наличие трофических связей. Экологическая валентность фузулинид шире, чем таковая зеленых водорослей.

Библ. 32 назв., илл. 3.

Вопросы микропалеонтологии,
вып. 21

Систематика микроорганизмов и их значение
для хроностратиграфии

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор *Т.П. Бондарева*
Редактор издательства *А.В. Гамаюнова*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*
Технический редактор *И.В. Голубева*

ИБ № 7350

Подписано к печати 21.02.78. Т – 04159
Усл. печ. л. 21,7 + 0,4 вкл. Уч.-изд. л. 24,2
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 700 экз. Тип. зак. 934.
Цена 3 р. 60 к.

Книга издана офсетным способом
Издательство "Наука",
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94[а]
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3р. 60к.