

ПРОБЛЕМЫ
СТРАТИГРАФИИ
ВЕРХНЕГО
ПРОТЕРОЗОЯ
И
ФАНЕРОЗОЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ
СТРАТИГРАФИИ
ВЕРХНЕГО
ПРОТЕРОЗОЯ
И
ФАНЕРОЗОЯ

Труды, вып. 431

Основаны в 1932 г.



МОСКВА
"НАУКА"
1989

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
**PROBLEMS OF UPPER PROTEROZOIC AND
PHANEROZOIC STRATIGRAPHY**

Transactions, vol. 431

Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. — М.: Наука, 1989. — 310 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 431). — ISBN 5-02-002013-3

В книге рассматривается современное состояние стратиграфических шкал верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и четверти, обоснованные биостратиграфическими и физическими методами. Приведены данные исследований морских и континентальных фаций, океанических и континентальных блоков земной коры, различных групп фауны и флоры. Особое внимание уделено методическим вопросам расчленения и корреляции отложений.

Табл. 23. Ил. 38+8 фототабл. Библиогр. 1021 назв.

Рецензенты: М.А. АХМЕТЬЕВ, Г.И. НЕМКОВ

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев (главный редактор), В.Г. Гербова,
член-корреспондент АН СССР А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

В.А. Крашенинников

Редакторы О.М. Петров, И.М. Ерофеева

The authors of the present contribution consider the current state of the Upper Proterozoic, Cambrian, Ordovician, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene and Quaternary stratigraphic scales based on biostratigraphic and physical data, present the results of study of various groups of fauna and flora in marine and terrestrial facies of the oceanic and continental blocks. A special attention is paid to methodical problems of subdivision and interregional correlation of sequences.

Reviewers: M.A. AKHMETIEV, G.I. NEMKOV

Editorial Board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences P.P. Timofeev (Editor-in-Chief), V.G. Gerbova,
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences A.L. Knipper, V.A. Krashennnikov

Responsible editor

V.A. Krashennnikov

ВВЕДЕНИЕ

В монографии нашли отражение некоторые итоги научных исследований сектора стратиграфии Геологического института АН СССР за одиннадцатую пятилетку. Эти работы проводились совместно с учеными секторов литологии и тектоники по двум крупным комплексным проблемам: древнейшие этапы формирования земной коры континентов и глобальная корреляция геологических явлений в фанерозое. Каждая из проблем включала серию тем.

По первой проблеме стратиграфические исследования были связаны с темой — методические вопросы детального расчленения и корреляции протерозоя как основа построения общей стратиграфической шкалы.

Вторая проблема содержала несколько тем, в которых полностью или частично были заняты сотрудники сектора стратиграфии: 1) палеозойская и ранне-мезозойская история становления палеоконтинента Евразия; 2) основные этапы флорогенеза в кайнозое, мезозое и палеозое на фоне главных событий геологической истории; 3) стратиграфия, палеогеография и история развития пограничных зон материков и океанов в кайнозое; 4) этапы развития микрофауны в среднем и верхнем палеозое как предпосылка к глобальной корреляции и реконструкции геологической истории; 5) стратиграфическая шкала позднего мезозоя и кайнозоя Тетиса, тропической, субтропической, бореальной и астральной областей Тихого и Атлантического океанов (по микроорганизмам) и анализ геологической истории; 6) корреляция главнейших событий, стратиграфия и палеогеография плиоцена и антропогена различных климатических и тектонических зон континентальных, шельфовых и океанических областей.

По каждой из названных тем выполнены важные исследования, получены интересные и принципиальные результаты. Их невозможно изложить в одном, даже значительном по объему томе. Выбор материалов для данной монографии представляется весьма сложной задачей и осуществляется таким образом, чтобы охватить многообразие проблем современной стратиграфии, особенности биостратиграфического, историко-геологического и физического методов исследования, различные группы фауны и флоры, рассмотреть некоторые принципиальные уровни изменения органического мира, акцентировать внимание на вновь возникших трудностях стратиграфии. Много места отведено вопросам корреляции разнофациальных отложений и осадков различных палеоклиматических поясов, использованию фаунистических и флористических данных для палеоклиматических и палеогеографических реконструкций. Особенно должны быть отмечены исследования в области биостратиграфии докембрия — в той области знаний, в создание и развитие которой определяющий вклад был внесен сотрудниками Геологического института АН СССР. В данной монографии они рассматриваются на примере строматолитов, органостенных и окремненных микрофоссилий.

Каждая геологическая система, помимо общих для всей стратиграфической летописи черт, характеризуется особенностями, определяемыми геологической

обстановкой того времени. Они вносят свой "личный вклад" в теорию стратиграфии, в создание единой хроностратиграфической шкалы, взаимно обогащая общий свод стратиграфических знаний. Именно по этой причине в монографии нашли отражения исследования по широкому стратиграфическому диапазону — от верхнего протерозоя до квартера, хотя "удельный вес" тех или иных геологических систем и эратем в работах Геологического института неоднозначен.

Современные исследования по позднему мезозою и кайнозою гармонично сочетают в себе работы на континентальных и океанических блоках земной коры. Сотрудники Геологического института приняли самое непосредственное участие в обработке материалов из океанических бассейнов. Важнейшей чертой стратиграфических исследований стало международное сотрудничество в рамках МПГК под эгидой ЮНЕСКО. Ученые ГИНа в ряде проектов МПГК играли ведущую роль. Несомненно, и эта сторона жизни сектора стратиграфии заслуживает отражения в монографии.

Наконец, для исследований в прошедшей пятилетке была характерна научная кооперация с представителями других институтов и ведомств (академиями наук Грузинской и Казахской ССР, НПО "Аэрогеология" и др.).

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Минувшие 30 лет были временем становления и быстрого развития стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) СССР. Это было прямым следствием расширения и совершенствования методической основы расчленения и корреляции докембрийских отложений.

В самом деле, в 50-е годы разрабатывались историко-геологические основы выделения рифей и венда и под гипнозом структурных соотношений разновозрастные отложения объединялись в единое подразделение (синий). В начале 60-х годов выделенные историко-геологическим путем три подразделения рифей и венд впервые получили радиометрическую характеристику и палеонтологическое обоснование по строматолитам и микрофитолитам, что открыло возможности их межрегионального прослеживания на объективной основе. Во второй половине 60-х — начале 70-х годов расширение знаний в области региональной стратиграфии, палеонтологии и изотопной геохронологии верхнедокембрийских отложений СССР позволило проследить подразделения рифей и венд по всей Северной Евразии и поставить вопрос о более детальном расчленении некоторых из них. Именно в это время новыми фактами было подтверждено понимание историко-геологического содержания нижней границы рифей как главного по значению рубежа в протерозойской истории развития Земли, а в выделении и трассировании венда особое значение приобрели палеозоологические данные по фауне бесскелетных метазоя и впервые разработанные палеоклиматические критерии прослеживания его нижней границы как основания лапландского гляциогоризонта.

Упомянутые выше достижения подготовили утверждение в конце 70-х годов соответствующей части новой стратиграфической шкалы докембрия СССР, которая официально закрепила двучленное деление протерозоя и расчленение верхнего протерозоя на рифей с его соподчиненными единицами и венд.

В те же годы в результате совершенствования классификации и номенклатуры микрофоссилий встали на прочную основу делавшиеся и ранее попытки использовать органостенные их разности в стратиграфии верхнего докембрия, были получены первые сведения об окремненных микрофоссилиях докембрия СССР и оценены возраст и корреляционное значение довендских гляциогоризонтов. В последнее время была значительно расширена палеонтологическая (главным образом микрофитологическая) характеристика главных подразделений верхнего докембрия, получены реперные изотопные датировки некоторых границ стратиграфической шкалы верхнего протерозоя СССР, рассмотрена сопряженность ряда биотических и абиотических событий прошлого и путем сравнения палеоклиматических и палеомагнитных данных оценена достоверность реконструкций положения материков на разных уровнях геохронологической шкалы.

Таким образом, за тридцать лет, кроме традиционного историко-геологического метода, получившего углубленное развитие, в стратиграфическую практику исследования верхнего докембрия вошли радиометрический, палеоклиматический и биостратиграфический методы. Основой последнего служат как про-

дукты жизнедеятельности микроорганизмов прошлого (строматолиты, отчасти микрофитолиты), так и собственно органические остатки (микрофоссилии, метафит), отпечатки бесскелетных метазоа и их следы.

В разработке всех перечисленных выше методов стратиграфии верхнего протерозоя труды сотрудников Геологического института АН СССР сыграли важную, а в ряде случаев и определяющую роль. В данную книгу включены разработки, которые касаются выделения в верхнем докембрии относительно дробных подразделений — горизонтов и которые рассматривают стратиграфическое значение строматолитов и микрофоссилий и затрагивают комплекс проблем, связанных с палеоклиматическим методом в стратиграфии докембрия.

ГОРИЗОНТЫ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Общее укрупнение масштаба геологических съемок резко повысило значение региональных стратиграфических шкал. Это отражено стратиграфическим кодексом СССР, принятым в 1977 г.: региональные шкалы выделены в самостоятельную категорию с основной единицей — стратиграфическим горизонтом. Выделение горизонтов в унифицированных и рабочих схемах стало обязательным.

В отличие от свиты, горизонт является не литостратиграфической, а подлинной стратиграфической единицей. Границы его в принципе изохронны; он объединяет разновозрастные свиты или части свит, корреляция которых может проводиться всеми имеющимися методами. Наилучшие результаты дает палеонтологический метод, поэтому горизонт широко используется в стратиграфии фанерозоя и гораздо реже — в стратиграфии докембрия. Между тем в районах широкого развития докембрийских отложений особенно важно располагать для корреляции бесчисленных местных свит стратиграфическими единицами типа региоярусов или горизонтов. Попытки установить такие единицы в верхнем докембрии почти каждого большого региона делались неоднократно, но лишь очень немногие из них отвечают современным требованиям к выделению стратиграфического горизонта.

Восточно—Европейская платформа. Более 30 разноименных горизонтов было выделено в 50-е годы в венде Украины и Молдавии как единицы, подчиненные волынской и валдайской сериям или отдельным их свитам, преимущественно в тех схемах, где эти отложения еще относились к кембрию или ордовика. Эти небольшие по объему литостратиграфические единицы без палеонтологического обоснования вошли в современную практику как слои или как свиты.

В корреляционной схеме, принятой на совещании по стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы [Объяснительная..., 1978], в венде и терминальной части рифея выделено четыре горизонта значительно большего объема, но имеющие более надежное обоснование: кудацкий — с характерным комплексом строматолитов и микрофитолитов, древлянский — с ледниковыми отложениями в нижней части, редкинский — с богатым комплексом бесскелетных животных и вендотениями и котлинский — с вендотениями и тирасотениями. Они близки к горизонтам фанерозойской шкалы, но имеют несколько больший объем. Длительность накопления каждого из двух верхних горизонтов, по современным оценкам, — около 15 млн лет [Стратиграфия..., 1979].

Сибирская платформа. Первые по времени выделения горизонты и здесь также принадлежат венду, а первоначально были установлены как горизонты палеозоя. Так, Н.В. Покровская [1954] выделила юдомский горизонт как региональную единицу Юго-Восточной Сибири, отвечающую всему алданскому ярусу кембрия или его нижнему подъярусу; он не получил достаточного палеонтологического обоснования, и его отложения позднее вошли в состав юдомия, по современным представлениям совпадающего по объему с вендом. Единствен-

ный пока полноценный стратиграфический горизонт в верхнем докембрии Сибирской платформы также принадлежит венду. Это немакит-далдынский горизонт, выделенный В.Е. Савицким [1962, 1975] на Анабарском массиве и охарактеризованный специфичным набором органических остатков. Он применяется во всех стратиграфических схемах Сибири.

Иной подход к обоснованию горизонтов в верхнем докембрии Сибири наметился в работе М.А. Жаркова и В.В. Хоментовского [1965] — в венде южной окраины Сибирской платформы было выделено четыре горизонта: карагасский, ушаковский, жербинский и иркутский. При прослеживании горизонтов ведущим оказался литологический метод, чем и объясняется, вероятно, ряд ошибок, допущенных авторами. В состав названных горизонтов венда попали различные более древние отложения вплоть до среднерифейских [Келлер и др., 1967]. Показательно, что в новых корреляционных схемах эти горизонты не применяются.

Корреляционные схемы, рассмотренные на Всесоюзном совещании по унификации стратиграфии Средней Сибири в 1979 г. и составлявшиеся под руководством В.В. Хоментовского, занимают особое место в истории обоснования горизонтов верхнего докембрия Сибири. Роль основных корреляционных единиц отведена подразделениям, чрезвычайно крупным по объему. В конкретных разрезах они отвечают сериям и подсериям и охватывают по вертикали до пяти свит. Иногда они подчинены фитемам или системам, иногда равны им по объему (например, учурский горизонт Восточной Сибири), в некоторых случаях объединяют две фитемы (сухопитский горизонт Енисейско-Саянской части Сибирской платформы). Эти "серии—горизонты" прослежены от разреза к разрезу главным образом на основании общих историко-геологических соображений.

Очевидно, что "горизонты" столь крупного объема, отвечающие интервалам времени в 200—300 млн лет, не могут принести большой пользы при крупномасштабной геологической съемке. Они должны быть заменены более дробными стратиграфическими единицами. Предпосылки к выделению подобных единиц уже созданы в Юдомо-Майском регионе работами В.А. Комара, М.А. Семихатова, С.Н. Серебрякова [1973]; Семихатова, Серебрякова [1983] и И.Г. Шаповаловой [1974], а также в Прианабарье — трудами В.А. Комара [1966], Н.П. Голованова, М.И. Злобина, В.Е. Мильштейн, Л.И. Ильченко [Опорный..., 1970], И.Г. Шаповаловой, И.Н. Крылова [1978] и др.

Пока эти возможности еще не реализованы, хотя для Сибирской платформы предлагалась шкала горизонтов, опирающаяся, казалось бы, исключительно на палеонтологические данные, которая разрабатывалась С.В. Нужновым, И.Н. Крыловым и И.Г. Шаповаловой. Первоначально предложенные С.В. Нужновым и И.Г. Шаповаловой [1965] "маркирующие строматолитовые горизонты" (эннинский, ципандинский, джагдинский, первушкинский) были вспомогательными подразделениями. Они выделялись только в интервалах майской серии, непосредственно содержащих строматолиты. Позднее в 1968 г. И.Н. Крылов, С.В. Нужнов и И.Г. Шаповалова выделили строматолитовые комплексы — светлинский, ципандинский, лахандинский, подчиненные якутскому комплексу (юрматинию). Они легли в основу шкалы горизонтов, охватившей рифей в целом. Над лахандинским были помещены горизонты катавский и миньярской [Крылов, Шаповалова, 1970], эквивалентные нижнему каратавию и миньярию схем М.Е. Раабен [1967], М.Е. Раабен и В.Е. Забродина [1972]; в нижнем рифее И.Г. Шаповалова [1979] выделила томулахский и чумнахский горизонты.

Все эти горизонты расценивались как единицы общей шкалы. И.Н. Крылов [1975] считал их протоотделами протосистем—фитем, И.Г. Шаповалова [1979] — субфитемами. Попытка построить общую шкалу всего верхнего докембрия с единицами вдвое-втрое меньшими, чем фитемы, является заслуживающей названных авторов. Однако предложенная ими шкала имеет много уязвимых мест,

разбор которых не входит в нашу задачу, поскольку единицы ее не являются региональными горизонтами.

Непосредственно в Юдомо-Майском регионе горизонты схемы И.Н. Крылова и И.Г. Шаповаловой совпадают с единицами местной шкалы и не несут дополнительной стратиграфической информации. Это прямое следствие присоединения к строматолитосодержащим толщам подстилающих немых отложений — до ближайшей снизу резкой геологической границы. Такая процедура, как справедливо замечено М.А. Семихатовым и С.Н. Серебряковым [1983], сближает горизонты с естественными подразделениями. Но одновременно их границы лишаются самостоятельного значения — они оказываются границами тех же свит или, чаще, серий. Вероятно, именно поэтому три горизонта из пяти, выделенных И.Н. Крыловым и И.Г. Шаповаловой, совпали с "сериями—горизонтами" схемы, разработанной под руководством В.В. Хоментовского.

Урало-Тиманская область. Первые попытки выделения горизонтов в верхнем докембрии этого региона предпринимались теми авторами, которые считали, что они имеют дело с кембрийскими отложениями. Опираясь на схему расчленения древних свит Ляпинского Урала, К.А. Львов выделил по всей североуральской зоне горизонты: ошизский, пуйвинский, шокуринский, хобеинский, маньинский [Малашевский, Попович, 1961]. Эти подразделения предлагались на литостратиграфической основе без палеонтологического обоснования и включали, как выяснилось позже, разновозрастные отложения. В практику они не вошли.

В Тимано-Канинской полосе структур в рабочих схемах главным образом на литостратиграфической основе выделялись четласский, быстринский и другие горизонты. Из них только быстринский получил достаточно четкую палеонтологическую характеристику по строматолитам. Он сыграл немалую роль при объединении разноименных карбонатных свит (павьюгской, нижебыстринской, ваполской, ропчинской и др.) в единое подразделение — павьюгскую свиту, трассируемую сейчас во всех разобренных блоках Тимана. Поскольку границы быстринского горизонта проводятся по литологическим признакам, а объем толщ в разных блоках варьирует и очень велик, его все же нельзя считать полноценным горизонтом. В карбонатных толщах этого горизонта прослежен ряд выдержанных строматолитовых "уровней", точнее — слоев с теми или иными их формами. Они могут стать хорошей основой для выделения настоящих региональных горизонтов [Раабен, 1976], как и наблюдаемые здесь два четких уровня с двумя различными ассоциациями микрофитолитов [Раабен, Забродин, 1972].

На Южном Урале функции горизонтов в верхнем докембрии долгое время отводились свитам, разновозрастность которых на площади обычно не улавливалась из-за нехватки палеонтологических данных [Келлер, 1977]. Лишь к 70-м годам выделение горизонтов стало необходимостью. При этом на Урале, как и в Сибири, делались попытки поставить на место горизонтов межрегиональные крупные единицы, подчиненные фитемам. Примером служат катавский и миньярский "горизонты", а также кипчакский и тангауровский "горизонты" Ю.Р. Беккера, соответствующие нижнему и верхнему каратавию. Когда нижний и верхний каратавий были выделены впервые, они получили название "нижекаратавские горизонты" и "миньярские горизонты" [Раабен, 1967]. Множественное число оказалось оправданным: сейчас в нижнем каратавии Южного Урала различается три, а в верхнем каратавии — два горизонта. Подойти к их выделению удалось, однако, лишь к началу 80-х годов, чему предшествовали работы по прослеживанию местных реперных уровней и по установлению вспомогательных единиц — слоев с фитолидами, микрофоссилиями и т.д.

Характер вспомогательных подразделений имели "строматолитовые горизонты" (с географическими названиями) в схеме В.А. Комара [1978]. В ней также устанавливался региональный инзерский горизонт, но в первоначальной трак-

товке его верхняя граница оказалась диахронной [Раабен, 1981]. Позднее она была скорректирована, и подразделение рассматривается сейчас как надгоризонт [Раабен, Комар, 1983].

В настоящее время для верхнего рифея Южного Урала разработана региональная схема относительно дробных горизонтов, пригодных к использованию при крупномасштабном картировании [Стратотип..., 1982, 1983; Раабен, Комар, 1983]. Они выделены на основе той модели, какая обычно применяется для региональных горизонтов в фанерозое, и отличаются от других, выделявшихся в рифее (в том числе и установленных с использованием строматолитов), несколькими особенностями.

Во-первых, эти горизонты опираются на вспомогательные подразделения узкого объема, значительно меньшие, чем свиты, что увеличило дробность первоначального каркаса региональной стратиграфической схемы. Во-вторых, в качестве вспомогательных единиц использованы не только слои со строматолитами, но и слои с микрофоссилиями и с микрофитолитами. Это позволило преодолеть, хотя бы отчасти, трудности "немых" промежутков разреза, с которыми часто приходится сталкиваться при использовании одних лишь строматолитов. В-третьих, — и это, пожалуй, самое существенное — границы горизонтов проведены непосредственно в основании опорных слоев с органическими остатками, независимо от совпадения или несовпадения такого рубежа с границей вмещающей свиты. Эта практика, обычная в фанерозое, оправдала себя и в применении к рифею Южного Урала. Она выявила скользящий характер границ некоторых свит и относительную изохронность других в пределах исследованного региона. К проверке соотношений было привлечено и прослеживание литологических маркеров, выделенных в каратавской серии [Стратотип..., 1983].

Региональная схема каратавия Южного Урала включает над его базальными отложениями с бедными органическими остатками пять стратиграфических горизонтов (рис. 1).

1. Бедерышинский горизонт характеризуется мулдакаевской биотой растительных микрофоссилий. В его отложениях представлены также немногочисленные строматолиты группы *Jurusania* и крупные онколиты каланчевского облика.

2. Юрезанский горизонт основанием совпадает с подошвой слоев с массовыми *Inzeria tjomusi* Kryl., в которых, кроме руководящей формы, иногда присутствует *Jurusania cylindrica* Kryl., *J. nizvensis* Raab., *Tungussia* sp. К верхней части горизонта приурочены слои с *Malginella*, кровля которых почти совпадает с основанием следующего горизонта.

3. Симский горизонт начинается в основании слоев с шишеняжской биотой растительных микрофоссилий. В нижней его части развиты строматолитовые слои с *Conophyton garganicus* var. *ikeni* Raab. et Komar, а в верхней — с *Baicalia* sp. и карбонатными проблематиками типа палеодиктион.

4. Минский горизонт совпадает с интервалом развития богатой ассоциации строматолитов: *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *G. asymmetricus* Raab., *Parmites meridionalis* Raab., *Tungussia colčimi* Raab. и др. и онколитов: *Radiosus minjarius* Zabr., *R. lucidus* Zabr. и др.

5. Сулеймановский горизонт включает в основании строматолитовые слои с *Conophyton milovadovičii* var. *krylovi* Raab. Кроме конофитонов в них известны *Frutexina rubia* Raab. et Phil. и некоторые другие формы. Выше в его отложениях установлена последовательность еще ряда строматолитовых слоев, что позволило в самое последнее время подразделить сулеймановский горизонт сверху вниз на три подгоризонта: а) шубинский, основание которого проходит по подошве слоев с очень характерными и своеобразными строматолитами *Heterostylia zilimica* Raab. et Phil.; б) балаевский с основанием в подошве слоев с массовыми *Minjaria uralica* Kryl.; в) аютапканский, включающий уже упомянутые

Горизонт	Подгоризонт	Свита			
		Хребет Алатау		Верховья р. Аши	р. Икень
Сулеймановский	Шубинский Балаевский Аютапканский	Миньярская			Миньярская
Минский		Инзерская		Инзерская	Инзерская
Симский		Подинзерская		Подинзерская	Подинзерская
Юрезанский		Катавская		Катавская	Катавская
Бедерышинский		Бедерышинская		Бедерышинская	Бедерышинская

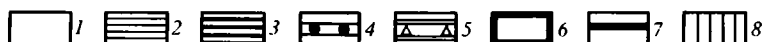


Рис. 1. Соотношение горизонтов и свит в верхнем рифее (каратавии) Южного Урала (по монографии "Стратотип рифея" [1983], с добавлениями)

1 — карбонатные породы — доломиты и известняки; 2 — переслаивание алевролитов и аргиллитов; 3 — песчаники с прослоями алевролитов; 4 — алевролиты с микрофоссилиями шишенянской биоты; 5 — сланцы и алевролиты с прослоями известняков; 6 — известняки со строматолитами *Gymnosolen ramsayi*, *Parmites meridionales* и миньской ассоциацией микрофитоцитов; 7 — уровни со строматолитами; 8 — отложения отсутствуют

базальные конофитоновые слои, а также слои с *Parmites nubilosus* Raab. et Komar, *Poludia* cf. *polymorpha* Raab., *Tungussia perforata* Raab. et Komar и др.

Отложения сулеймановского горизонта, кроме строматолитов, охарактеризованы онколитами бьянской ассоциации [Раабен, Забродин, 1972]. Они впервые появляются в отложениях нижнего подгоризонта и всецело господствуют в среднем; в шубинском подгоризонте к ним присоединяются первые представители юдомского комплекса микрофитоцитов. Верхняя граница сулеймановского горизонта совпадает с подошвой кудаша, низы которого представлены уксской свитой. В ее отложениях различаются базальные слои с *Patomella kelleri* Raab. и слои с *Linella ukka* Kryl., образующие верхнюю половину свиты. На этой основе в нижней части кудаша на Урале, вероятно, можно выделить два горизонта или подгоризонта. В опорных разрезах они различимы и по составу онколитов [Стратотип..., 1982].

Горизонты уральской схемы выделены как единицы узкорегionalной шкалы. Для их разграничения избраны биостратиграфические реперы, призванные прежде всего обеспечить достаточно дробную и четкую корреляцию местных подразделений верхнего рифея западного склона Южного Урала. Станут или не станут южноуральские горизонты типами межрегиональных или общих подразделений верхнего рифея, можно будет сказать позднее, когда мы будем располагать для ряда областей адекватной биостратиграфической информацией. В этом отношении весьма примечательно, что во всех разрезах верхнего рифея северо-

Свита							
г. Миньяр		Березовская антиклиналь		Сулеймановская антиклиналь		Инзерский синклиниорий	
Миньярская (бьянская подсвита)		Миньярская (бьянская подсвита)		Миньярская (бьянская подсвита)		Миньярская	
Миньярская (миньская подсвита)		Миньярская (миньская подсвита)		Миньярская (миньская подсвита)		Инзерская	
Инзерская		Инзерская		Инзерская			
Под-инзерская							
Катавская		Катавская		Катавская		Катавская	
Бедерьшинская		Бедерьшинская		Бедерьшинская		Бедерьшинская	

восточного обрамления Восточно-Европейской платформы наблюдаются ассоциации фитолигов, достаточно близки к уральским, а в отдельных участках этой полосы фиксируются некоторые реперы, служащие для разграничения южно-уральских горизонтов [Раабен, Забродин, 1972; Раабен, 1975, 1976].

Все это позволяет считать осуществимой увязку узкорегionalных шкал верхнего рифея всего северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы в единую систему стратиграфических подразделений, близких по объему к южноуральским горизонтам. Такие подразделения были бы сравнимы с региоярусами, хотя и очень крупными, поскольку вся Урало-Тиманская область, вместе со Шпицбергом, связана вполне определенным структурно-формационным единством.

Рассмотренный опыт выделения стратиграфических горизонтов в верхнем докембри различных регионов СССР показывает, что наиболее полноценные из них относятся к самой верхней части докембрийского разреза, которая содержит богатые комплексы органических остатков. Это редкинский и котлинский горизонты венда Русской платформы, немакит-далдынский горизонт Анабарского массива.

Попытка выделения столь же полноценных горизонтов в рифее на первых этапах успеха не принесла. Здесь выделялись лишь единицы трех типов: "свиты—горизонты", "серии—горизонты" и "субфитемы—горизонты".

Первые являются типичными литостратиграфическими единицами и отличаются от обычных свит только своим широким пространственным распространением. Некоторые из них, наиболее характерные по составу или облику, явились как бы внутрирегиональными маркерами и послужили главной опорой соответствующих региональных схем (например, маньинский или быстринский "свиты—горизонты" на севере Урала и Тимане). Поскольку границы их могут быть как скользящими, так и практически изохронными, то отдельные "свиты—горизонты" могут в частных случаях совпадать с настоящими горизонтами, но такие совпадения требуют строгого контроля. Трассирование "свит—горизонтов" от разреза к разрезу на основе только литостратиграфических

критериев без необходимых для этого палеонтологических, климатологических и радиометрических данных нередко приводило к грубым ошибкам.

"Серии—горизонты", которые приняты в унифицированной шкале Сибири, представляют собой крупные естественные комплексы, призванные объединять образования какого-либо седиментационного цикла высокого порядка. Их границами служат региональные перерывы. Анализ подобных циклов — необходимый аспект исследования любого большого региона, но он в принципе отличен от задачи построения современных детальных региональных стратиграфических шкал. отождествлять эти задачи — значит просто отказаться от разработки детальных шкал в верхнем докембрии и вернуться к тектоническим методам корреляции. Хорошо известно, что последние обладают невысокой разрешающей способностью и не обеспечивают трассирования изохронных границ. Даже самые малые из "серий—горизонтов" имеют объем не меньший, чем половина фитемы, а те из них, которые установлены без палеонтологических данных, охватывают иногда больше половины рифея. Подразделения этого типа не только по существу, но даже чисто формально не должны фигурировать в унифицированных схемах как горизонты. Действительно, они объединяют местные единицы иного ранга, чем требует Стратиграфический кодекс, и не имеют стратотипа, который обязателен для горизонтов и свит, но не для серий.

"Субфитемы—горизонты" (светлинский—талынский, ципандлинский—ясненский, лахандинский—красногорский, катавский, миньярский) изначально устанавливались как единицы общей (межрегиональной) шкалы и обладают достаточно крупным стратиграфическим объемом — в каждой фитеме их всего два. Только неудачно примененное к ним название "горизонт", вероятно, вызвало попытку ввести их в региональные шкалы. Процедура их установления в типовых районах та же, что и при выделении серий или подсерий. К этому же ряду следует отнести и кипчакский и тангауровский горизонты: они сменили в некоторых уральских схемах одноименные, ранее выделявшиеся протосистемы каратавской фитемы.

Ни "субфитемы—горизонты", выделявшиеся в различных схемах, ни "серии—горизонты", принятые в унифицированной схеме верхнего докембрия Средней Сибири, не могут служить целям детальной стратиграфии. На примере Урала показано, что даже в рифее возможно выделение полноценных стратиграфических горизонтов.

Какие бы поправки ни вносились в дальнейшем в приведенную выше стратиграфическую схему каратавия Южного Урала (см. рис. 1), возможность трассирования горизонтов в толщах пород верхнего рифея можно считать доказанной. Непременным условием является предварительная разработка системы вспомогательных биостратиграфических единиц. Последние, как это показал опыт работ на Южном Урале, являются в рифее, как и в фанерозое, более надежными стратиграфическими реперами, чем литостратиграфические маркеры и "супермаркеры".

Судя по имеющимся данным о длительности накопления их осадков, объем стратиграфических горизонтов в рифее примерно вдвое превышает объем горизонтов венда Русской платформы и в четыре-пять раз средний объем фанерозойских горизонтов. Для бедерышинского, юрезанского, симского, миньского горизонтов это 30—40 млн лет. В этом отношении они соизмеримы с системами палеозоя или мезозоя. Однако с опорной единицей современных шкал верхнего докембрия — фитемой они соотносятся примерно так, как ярусы фанерозойской шкалы — с системами. Их роль на нынешнем уровне развития стратиграфии докембрия сравнима с ролью региоуровов.

СТРОМАТОЛИТЫ ДОКЕМБРИЯ: БИОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ, КЛАССИФИКАЦИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Строматолиты представляют собой замечательные структуры. Они так примитивны и просты и тем не менее сложны и многосторонни.

Х. Хофманн

За сто с лишним лет, отделяющих нас от времени публикации первого описания строматолитов в 1883 г., в свет вышло более 750 работ, специально посвященных этим образованиям. Около 80% из них появилось после 1959 г. Такой информационный взрыв, подготовленный исследованиями Ч. Уолкотта, М. Блэка, К.Л. и М.А. Фентон, В.П. Маслова и других исследователей, объясняется двумя причинами. С одной стороны, начатые в Геологическом институте АН СССР по инициативе В.В. Меннера широкие исследования докембрийских строматолитов доказали стратиграфическое значение этих органоседиментарных структур [Келлер и др., 1960; Крылов, 1960, 1963; Раабен, 1960; Семихатов, 1962; Комар и др., 1964; и др.]. С другой стороны, изучение современных строматолитов показало их возможность как чутких экологических индикаторов [Ginsburg, 1960; Logan et al., 1964; Logan, 1969; Hoffman et al., 1972; и др.].

За этими выводами стояли две диаметрально противоположные системы взглядов на строматолиты. В зарубежной литературе 60-х годов на основании актуалистических построений сложилось устойчивое мнение, что: 1) строматолиты — показатели литоральной и супралиторальной обстановок; 2) роль водорослей в формировании минеральной массы построек сугубо пассивна и сводится к улавливанию и связыванию кластогенных и хемотрогенных частиц; 3) морфология построек целиком контролируется экологическими факторами и поэтому любые попытки использовать строматолиты для стратиграфии бесперспективны. В нашей же литературе тех лет на основании изучения докембрийских материалов настойчиво развивались выводы о том, что: 1) главная масса строматолитов докембрия сформировалась в мелководных условиях; 2) водоросли играли активную роль в образовании строматолитов и нередко процент абиогенного карбоната в последних очень мал; 3) морфология столбчатых построек лишь в малой степени зависела от экологии и закономерно менялась во времени под влиянием главным образом биотических факторов, что открывает перспективы использования строматолитов для стратиграфических построений.

Развитие исследований привело к модификации и сближению указанных систем взглядов. Не разбирая хода этого процесса, уже освещенного в литературе [Крылов, 1972, 1975; Семихатов, 1974; Серебряков, 1975; Hoffman, 1973; Serebryakov, Semikhatov, 1974; Semikhatov, 1976; Serebryakov, 1976; Monty, 1977, 1979; Walter, 1977], мы обобщим современные данные, касающиеся биологической интерпретации, классификации и стратиграфического значения строматолитов докембрия.

Биологическая интерпретация

Сейчас общепринято, что строматолиты представляют собой органоседиментарные структуры, образованные в результате улавливания, связывания и/или осаждения осадка в процессе жизнедеятельности микроорганизмов, главным образом цианобактерий (синезеленых водорослей).

Вопрос о том, какой процесс и на какой стадии развития цианобактериального мата играет ведущую роль в образовании минеральной массы строматолита, сейчас не имеет однозначного решения [Королук, 1960; Маслов, 1960, 1961; Серебряков, 1975; Крылов, Орлеанский, 1986; Berner, 1971; Golubic, 1973; Horodisky, 1975, 1976; Gebelein, 1976a,b; Monty, 1976; Krumbein, 1978, 1979; Burne, Moore, 1987] и, судя по всему, для различных строматолитов различных отрезков истории Земли решается по-разному.

Диагностические признаки строматолитов по механизму формирования можно разделить на три группы: 1) целиком определяемые экологией; 2) имеющие двойственный — биотический и абиотический характер; 3) главным образом или целиком подчиняющиеся биологическому контролю.

К признакам первой группы относятся частота ветвления построек, удлинение столбиков в плане, их односторонний наклон, вертикальная и горизонтальная морфологические зональности строматолитов в биогермах и в мелких осадочных ритмах [Маслов, 1960; Крылов, 1967, 1972, 1975; Серебряков, 1971, 1975; Шаповалова, 1974; Logan et al., 1964; 1974; Hoffman, 1967; Hoffman, et al., 1972; Horodisky, 1977a; Playford, Cockbain, 1976; и др.]. Ведущим фактором, определяющим морфологическую зональность и удлинение построек, является гидродинамика среды. В некоторых случаях [Playford, 1980] продолговатые гряды строматолитов вытягиваются по направлению господствующих ветров (видимо, в связи с направлениями нагонных течений). Вместе с тем известны примеры развития неправильно вытянутых (*Jugusania nizvensis* Raab.) или удлинённых (*Conophyton jacqueti* B.-S.) столбиков, не имеющих однозначной ориентировки, которые требуют иного объяснения.

К признакам второй группы относятся характер ветвления столбчатых построек и, вероятно, особенности их бокового ограничения. Хорошо известно, что морфология построек меняется в одних случаях параллельно с изменениями текстурно-структурных особенностей вмещающих пород, в других — вне видимой зависимости от смены этих особенностей, а в третьих при явных признаках изменения условий осадконакопления остается неизменной. Наиболее интересные примеры такой неизменяемости описаны в единых обнажениях рифея в Сибири [Серебряков, 1975], в разных выходах определенных пачек рифея в Австралии и верхнего рифея в Северной Африке [Preiss, 1973; Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1985] и иллюстрируются достаточно обычным нахождением одинаковых по форме строматолитов в породах разного фациального облика, развитых в разных районах.

Что же касается строматолитов в обособленных биогермах и мелких осадочных ритмах, меняющих свою морфологию снизу вверх по разрезу биогерма или ритма, то изменчивость верхнепротерозойских их представителей — если только они обладают единой микроструктурой — оказалась не беспредельной, а ограниченной определенными рамками [Крылов, 1967, 1972, 1975; Серебряков, 1971, 1975; Krylov, 1976; Serebryakov, 1976]. Поэтому в однотипных биогермах или единых пластах (ритмах) образуются определенные сочетания морфологических модификаций построек (групп современной классификации) — биогермный ряд И.Н. Крылова [1972, 1975].

Этим выводам обычно противопоставляют результаты изучения современных построек, для которых зависимость морфологии от условий образования считается универсальной закономерностью. Но в последнее время стали появляться данные, свидетельствующие, что некоторые современные строматолиты не подчиняются этой закономерности [Golubic, Focke, 1978; Semikhatov et al., 1979; Javor, Castenholz, 1981]. Наиболее показательны в этом отношении нефоссилизированные мелкие строматолиты, образованные моновидовой популяцией *Phormidium hendersonii* Howe. Они развиваются в широком спектре обстановок (от турбулентных сублиторальных условий коралловых рифов до защищенных илистых участков литорали) и тем не менее везде сохраняют одинаковую общую форму (простые купола), размеры, внутреннюю слоистость и внешний вид [Golubic, Focke, 1987]. Противоположные выводы К. Монти [Monty, 1967], опиравшиеся на изучение тех же строматолитов, исходили из ошибочных определений строивших их микроорганизмов (см.: [Golubic, Focke, 1978]). В то же время строматолиты, образованные *Phorm. hendersonii*, отличаются от строматолитов, построенных другими моновидами популяциями (например, *Ento-*

physalis major Erc.), размерами; некоторыми особенностями морфологии и микроструктурой [Golubic, 1976; Golubic, Focke, 1978].

Анализ данных показывает, что главным факторами, контролировавшими морфологию строматолитов, были биологические особенности микроорганизмов, гидродинамика среды и поступление абиогенного материала [Серебряков, 1975; Golubic, 1976; Walter et al., 1976; Gebelein, 1976a, b; Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1985]. Многообразные, трудно поддающиеся расшифровке их взаимодействия и объясняют тот факт, что реальность оказывается сложнее частных моделей, и в обнажениях приходится наблюдать противоречивые соотношения между поведением морфологии построек и запечатленными в породе палеоэкологическими признаками.

К признакам третьей группы — в значительной мере или целиком подчиняющимся биологическому контролю — принадлежит форма матов строматолитообразователей и продуцируемая ими микроструктура.

Исследования современных строматолитов в различных обстановках литорали и сублиторали ряда районов — лагун Южной Австралии [Walter et al., 1979], залива Шарк [Hoffman et al., 1972; Logan et al., 1974; Monty, 1976], различных пунктов Карибского бассейна [Monty, 1967, 1976; Gebelein, 1976a; Golubic, 1976; Golubic, Focke, 1978], Персидского [Kendall, Skipwith, 1968; Golubic, 1973; Park, 1976] и Калифорнийского заливов [Horodyski, 1977b; Javor, Castenholz, 1981] и других — показали, что микрорельеф водорослево-бактериальных матов определяется их систематическим составом, а если эти маты покрывали весь синоптический профиль постройки, то и мало зависит от изменения внешних условий. Такие соотношения с равным успехом наблюдаются как в моноидовых, так и в поливидовых матах. На примере строматолитов горячих источников Йеллоустонского национального парка, развивающихся в спокойной гидродинамической обстановке, показана роль фототропного движения конкретного микроорганизма в формировании микрорельефа колонии, в данном случае конических строматолитовых наслоений [Walter et al., 1976].

Для нас все эти материалы важны потому, что форма матов при литификации определяет форму строматолитовых наслоений — один из существенных диагностических признаков строматолитов.

Данные по окремненным ископаемым строматолитам, сохраняющим информацию о строивших их биотах, подтверждают выводы о наличии прямых взаимосвязей между былой формой колонии микроорганизмов (зависящей от биологических особенностей мата) и формой строматолитовых наслоений [Hofmann, 1975; Knoll, Golubic, 1979; Cehler, 1978; Awramik, Semikhatov, 1979; Mendelson, Schopf, 1982]. В некоторых случаях удалось даже установить последовательные стадии деградации и разрушения органических пленок в строматолите и проследить постепенные переходы от слоя, сохраняющего множество микроорганизмов, былую форму и особенности пигментации их колоний, до слоя, полностью лишённого микроорганизмов, но сохраняющего очертания верхней зоны колонии, в свое время наиболее обогащенной органическим веществом [Hofmann, 1975; Oehler, 1978]. Подобные слои — обычный элемент строения любых строматолитов.

Переходя к биологической интерпретации микроструктур, надо отметить, что этот признак строматолитов привлек внимание еще на ранних стадиях исследования (работы Г. Гюриха, В.П. Маслова, П.С. Краснопеевой, К.Б. Кордз, А.Г. Вологодина, И.К. Королук — обзор см.: [Маслов, 1960; Вологдин, 1962]). Особый интерес он вызвал после того, как на рифейском материале были описаны обычное единство микроструктур всех построек биогерма, приуроченность конкретных их разностей к определенным стратиграфическим уровням одного или нескольких регионов и к породам разной степени вторичных преобразований [Семихатов, 1962; Комар, 1964, 1966; Комар, Семихатов, 1968; Королук,

Сидоров, 1971; и др.]. Эти данные позволили уточнить выводы В.П. Маслова [1960] и А.Г. Володина [1962] о природе микроструктур докембрийских строматолитов и считать, что их главные особенности, видимо, контролировались систематическим составом строматолитообразующих микробиот.

Такая интерпретация микроструктур получила поддержку при изучении современных строматолитов. Наблюдения в различных экологических обстановках морских и пресноводных бассейнов и в горячих источниках показали, что определенные по составу водорослево-бактериальные маты продуцируют определенные первичные микроструктуры [Monty, 1967, 1976; Hoffman et al., 1972; Golubic, 1973; Gebelein, 1974; 1976a; Logan et al., 1974; Walter et al., 1976; Walter, 1983]. Определяющими являются форма, ориентировка и расположение микроорганизмов в верхней, фотосинтезирующей зоне мата, их подвижность, а также консистенция и объем слизистых чехлов [Monty, 1967; Golubic, 1973; Gebelein, 1976a,b; Walter, 1983]. Образование строматолита с выдержанной структурой и формой наслоений "предполагает наличие устойчивого набора внутренних согласованных и многократно повторяемых поведенческих ответов на внешние условия со стороны определенного, относительно постоянного по составу сообщества микроорганизмов" [Walter, 1983, с. 188].

Возможность биологической интерпретации микроструктур докембрийских строматолитов прямо зависит от того, в какой мере постседиментационные процессы меняли их первичные признаки. Многочисленные (и лишь частично описанные) примеры нахождения одинаковых микроструктур в породах разной степени вторичных преобразований и прямое сравнение некоторых (правда, наиболее ярких) микроструктур докембрийских и современных строматолитов [Semikhatov et al., 1979] выявляют их устойчивость к наложенным воздействиям. Частным выражением этого служит сохранность темного микрита в строматолитовых слоях в разнообразных геодинамических обстановках по всему разрезу протерозоя. Сохранение морфологии и, в каких-то пределах, размеров темных слоев у определенных строматолитов в региональном и межрегиональном масштабах не позволяет связывать появление этих слоев с микритизацией — одним из относительно ранних и широко распространенных процессов диагенетического изменения карбонатов. Есть все основания полагать, что в темных строматолитовых слоях мы имеем дело с первичным микритом, сохранность которого обеспечивалась присутствием в нем остаточного органического вещества [Маслов, 1960; Серебряков, 1975; Mitterer, 1971; Gebelein, Hoffman, 1973; Park, 1976; Monty, 1976; и др.].

Эпигенетические процессы сильнее затрагивают светлые микроспаритовые слои, вызывая их перекристаллизацию, иногда ведущую к частичной коррозии микритовых, и порождая прожилки и пятна мелкокристаллического карбоната. Эти новообразования, хорошо описанные И.Н. Крыловым [1963], в определенном материале легко "снимаются" при изучении микроструктур и не мешают биологической интерпретации некоторых из них. Приведем три примера такой интерпретации.

1. В верхней части протерозоя довольно обычны постройки, сложенные мелкими (менее 100 мкм) субсферическими сгустками темного микрита, которые в центральных частях нередко заключают округлые тела светлого микроспарита. По способам упаковки и размерам сгустков среди этого типа микроструктур (*Grumulosida*, по Вл.А. Комару [1979]) выделяется несколько групп, параметры которых выдерживаются в региональном либо в межрегиональном масштабе. Так, сгустки могут быть беспорядочно рассеяны (*Boxonia grumulosa* Kom., *Dgerbia grumulosa* Dol.) или довольно равномерно распределены в теле строматолита (*Boxonia allahjunica* Kom. et Semikh.), сконцентрированы в четких пластичных слоях (*Poludia russa* Raab.), вытянуты в цепочки (*Gongylinia urbanica* Kom. et Semikh.), закономерно дифференцированы по плотности упаковки в

пластинчатых слоях (*Gymnosolen komari* Schap., *Sacculia ovata* Kor.) и т.п. Размеры сгустков могут колебаться от 15—20 мкм у *Voxonia allahjunica* до 50—80 мкм у *V. grumulosa*. Указания на больший верхний предел размеров сгустков у названных форм связаны с включением в замеры некоторых агрегатов сгустков [Комар, 1966; Семихатов и др., 1970].

Хотя мелкосгустковые структуры могут образоваться различными путями, в том числе и в ходе раскристаллизации микрита [Monty, 1967; Walter, 1972], рассматриваемые микроструктуры мы связываем с фоссилизацией сферических микроорганизмов. В пользу такой интерпретации говорят: 1) форма и размеры сгустков; 2) выдержанность этих параметров в масштабах постройки, ряда построек из одного или (для межрегиональных форм) из нескольких регионов; 3) иногда наблюдаемые тончайшие (2—3 мкм) наиболее темно окрашенные внешние оболочки сгустков (*Voxonia gracilis*, *V. grumulosa*, *Poludia russa*), внешне похожие на фоссилизированные оболочки хроококковых цианобактерий из докембрийских окремненных строматолитов; 4) присутствие округлых или иных по форме агрегатов сгустков (*P. russa*, *Voxonia grumulosa*), по очертаниям и размерам сравнимых с фоссилизированными (кремнистыми или карбонатными) обособленными колониями хроококковых, описанными из различных горизонтов протерозоя [Hofmann, 1975, 1976; Oehler, 1978; Mendelsom, Schopf, 1982]. В этой связи надо отметить, что на современном материале показана избирательность фоссилизации различных элементов колоний энтофизалисов: лучше всего обывзествляются оболочки колоний, а среди оболочек — окружающие одну клетку [Horodyski, 1975]. В результате в фоссилизированных современных строматолитах лагуны Мармона в Мексике образуются мелкие округлые тела карбоната, внешне очень близкие к мелким сгусткам *Voxonia grumulosa* и подобных ей форм. С развиваемой интерпретацией мелкосгустковых микроструктур хорошо гармонирует и тот факт, что обладающие ими докембрийские строматолиты отличаются довольно плохим развитием слоистости, в согласии с особенностями современных построек, образованных коккоидными микроорганизмами [Gebelein, 1974].

2. В верхнем рифе Северной Евразии, Африки и Северной Америки известны строматолиты, микроструктуры которых определяют тонкие, выдержанные по ширине (обычно до 50 мкм) прямые или слабо изогнутые "волокна" (тип *Fibrosida* [Комар, 1979]), сложенные темным микритом. В их осевой зоне иногда виден щелевидный просвет (10—20 мкм) или прерывистая цепочка светлых округлых участков (*Baicalia lacera* Semikh., *Parmites concrescens* Raab., *Tungussis confusa* Semikh.). Такие волокна по их морфологии и размерам интерпретируются как фоссилизированные чехлы нитчатых микроорганизмов. Подтверждением этому послужила находка в центральной части рассматриваемых волокон *T. confusa* (свита Буровой, Туруханский район) четко выраженных полых трубочек диаметром около 15 мкм, сложенных анкеритом, и потому ясно видимых на фоне кальцитовых "волокон". Видимо, эти трубочки представляют собой фоссилизированные трихомы.

3. В среднерифейских отложениях СССР развита микроструктура типа *Conalophorida*, известная у *Baicalia aborigena* Schap., *Svetliella ayzianica* Kom., *Littia diformis* Schap. и др. Ее отличает наличие темных пластинчатых микритовых слоев, пронизанных вертикальными или радиальными многочисленными (до 100 штук/1 мм²) круглыми в поперечном сечении каналами, выполненными светлым микроспаритом. Диаметр каналов выдерживается в пределах единых построек, биогермов или пластов в узких интервалах, но от биогерма к биогерму и тем более от региона к региону может меняться от 15 до 60 мкм. Эти каналы интерпретируются как следы водорослевых чехлов или нитей, объединенных общей слизистой массой, которой, видимо, отвечают темные слои пелитоморфного карбоната [Комар, 1981].

В литературе известны примеры биологической интерпретации и других микроструктур [Monty, 1967, 1976; Walter, 1972, 1983; Hubbard, 1972; Bertrand-Sarfati, 1976]. Так, пучковая (tussock) микроструктура, наблюдаемая у ряда верхнерифейских строматолитов Северной Африки, по морфологии сравнивалась с колониями *Rivularia* [Bertrand-Sarfati, 1976], а некоторые вермиформные структуры венда — с фоссилизированными нитями *Girvanella* [Walter, 1972] или со структурами, возникшими в результате частичной деградации и уплотнения переплетающихся филаментов *Scytonema* и *Schizothrix* [Monty, 1967]. Эпигенетические процессы на ранних стадиях проявления лишь подчеркивают особенности рассмотренных типов микроструктур. Эти типы могут быть отнесены к категории палимпсестовых микроструктур, "в которых распределение керогена, окислов железа, пирита или другого пигментированного материала указывает на бывшее распространение остатков клеток микроорганизмов" [Walter, 1983, с. 188].

Более сложны для интерпретации превалирующие в протерозое иные микроструктуры, которые определяются чередованием микритовых и микроспаритовых (или спаритовых) слоев, не несущих каких-либо элементов, по морфологии сравнимых с остатками микроорганизмов или их колониями (типы *Granulagida* и *Lenticularida* [Комар, 1979]). Возникновение таких микроструктур обычно связывают с периодичностью (суточной, сезонной, связанной с приливами и т.п.) в метаболической активности микроорганизмов, на которую может накладываться неравномерное поступление обломочного материала [Golubic, 1973; Monty, 1967, 1976; Walter, 1972, 1983; Bertrand-Sarfati, 1976]. Морфологическое сходство микритовых слоев этих микроструктур с уплотненными матами протерозойских окремненных строматолитов (*F₁ fabric* [Knoll, Golubic, 1979; Oehler, 1978; Mendelson, Schopf, 1982]) подкрепляет подобное сравнение, а сам факт сохранения микрита в темных слоях, а иногда и послойного распределения величины Ca/Mg -отношения [Gebelein, Hoffman, 1973] говорит о том, что эпигенетические процессы радикально не меняли общий рисунок и этих микроструктур.

Прямые данные о наличии корреляции между морфологией и микроструктурой ископаемых строматолитов, с одной стороны, и составом сохраняющихся в них микрофоссилий — с другой, пока получены лишь на одном объекте [Awramik, 1976; Awramik, Semikhatov, 1979]. Обычно же исследователи окремненных строматолитов, содержащих богатые наборы микрофоссилий, или не стремятся исследовать такую корреляцию, или не могут это сделать из-за нечеткости морфологии соответствующих строматолитов.

Классификация

Большинство исследователей строматолитов при их классификации используют три соподчиненные категории таксонов: тип — группа (формальный род) — форма (формальный вид) — и применяют бинарную номенклатуру для двух последних. Типы строматолитов все выделяют по общему характеру их постройки (пластовые, столбчато-пластовые, столбчатые и др.). В выделении групп такого единообразия нет и, как показал И.Н. Крылов [1975; Krylov, 1976], предлагалось 11 различных подходов к этому вопросу, разнящихся набором используемых критериев. Часть из этих подходов определяется имманентными свойствами самих классифицируемых объектов (например, набором признаков у пластовых и столбчатых построек), но некоторые отражают субъективную оценку тем или иным автором относительного значения одних и тех же признаков. Тем не менее большинство специалистов выделяют группы столбчатых строматолитов по совокупности таких признаков, как общий облик постройки, характер ветвления, характер бокового ограничения, а в некоторых группах и формы насло-

ний. Группы пластовых и желваковых строматолитов достаточно единодушно выделяются по форме наслоений, а иногда и по наиболее общим особенностям микроструктуры.

При выделении форм (формальных видов) внутри групп используют либо три признака — особенности рельефа наслоений, детали морфологии построек и характер их микроструктуры, либо любое сочетание этих признаков по два, либо какой-то один из них (подробнее см.: [Крылов, 1975, с. 69—79]). В советской литературе ведущим критерием выделения форм обычно считается микроструктура. Эта практика была одобрена Всесоюзным colloквиумом по строматолитам в 1975 г. и принимается почти всеми исследователями для пластовых, столбчато-пластовых и желваковых строматолитов. Использование же микроструктуры в качестве ведущего или единственного критерия обоснования форм столбчатых построек, широко принятое большинством наших специалистов, иногда вызывает возражения [Крылов, 1975; Walter, 1972; Bertrand-Sarfati, 1972; Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1985]. Тем не менее подавляющее большинство форм всех типов докембрийских строматолитов имеет различия на микроструктурном уровне.

Нужно отметить, что зарубежные исследователи обычно не следуют принятому у нас строгому определению таксономического ранга конкретного признака строматолита [Walter, 1972; Bertrand-Sarfati, 1972; Bertrand-Sarfati, Walter, 1981; Grey, 1984; и др.]. Поэтому выделенные ими таксоны не всегда сопоставимы с установленными в СССР.

Альтернативный вариант классификации строматолитов опирается только на их микроструктурные признаки [Комар, 1979, 1981]. К последним относятся морфология основных структурных элементов микроструктуры (структурные элементы) и характер их распределения в строматолите (текстурные особенности). Основные структурные элементы — это одинаковые по морфологии, строению и определенные по размерам карбонатные тельца, слагающие темные микритовые слои данного строматолита. Различия в морфологии и строении этих элементов позволяют разделить докембрийские строматолиты на шесть типов, частично упоминавшихся выше. Характер же распределения основных элементов микроструктуры в теле строматолита используется для выделения групп в пределах типов. Применение этого критерия выше было продемонстрировано на примере сгустковых микроструктур типа *Grumulosida*. Формы в пределах групп выделяются по размерам, деталям конфигурации и упаковке основных структурных элементов.

Микроструктурная классификация привлекательна тем, что она опирается на один из тех признаков, которые наиболее тесно связаны с биологическими особенностями матов. Но основная информация о стратиграфическом значении строматолитов получена в рамках традиционной их классификации, предполагающей использование морфологических особенностей построек для обособления групп, а микроструктуры — в качестве главного или единственного критерия выделения форм.

Стратиграфическое значение

Первые попытки использования строматолитов для корреляции делались еще в 20—40-е годы нашего столетия (обзор см.: [Маслов, 1960; Крылов, 1963]), но лишь 60-е годы принесли убедительные доказательства стратиграфической ценности докембрийских форм (обзор см.: [Семихатов, 1974; Крылов, 1975; Semikhatov, 1976]). Однако многочисленные примеры успешного их использования для сопоставления верхнепротерозойских отложений не привели к установлению единого взгляда на меру стратиграфической ценности докембрийских строматолитов.

Применимость строматолитов для корреляции отложений одного палеобасейна убедительно показана как на рифейских [Комар и др., 1973; Раабен, 1976; Шаповалова, Крылов, 1978; Дольник, 1982; Раабен, Комар, 1983; Bertrand-Sarfati, Trompette, 1976; Raha, 1980; Raha, Sastry, 1982; и др.], так и на некоторых афебийских примерах [Cecile, Campbell, 1978]. В подобных примерах строматолиты выступают как породообразующий компонент определенных пластов или пачек, которые в разрезах разобщены породами иного состава и при сопоставлениях играют роль маркирующих горизонтов той или иной протяженности. Каждый горизонт содержит свой набор строматолитов, но эти наборы служат лишь для более уверенного опознания конкретного литологического тела. Границы же маркирующих строматолитовых пластов и их протяженность, иногда достигающая многих сотен километров [Bertrand-Sarfati, 1972; Raha, 1980], целиком определялись местными особенностями осадконакопления. Относительная геологическая изохронность строматолитовых пластов достаточно вероятна в одних примерах [Раабен, 1976; Раабен, Комар, 1983; Bertrand-Sarfati, Trompette, 1976; и др.] и не сохраняется в других в результате миграции фаций во времени; масштабы этой миграции в наиболее показательных случаях составляют часть свиты в докембрийских толщах [Семихатов, Серебряков, 1983; Ceciel, Campbell, 1978] или несколько биостратиграфических зон в фанерозойских отложениях [Szulczewski, 1968].

Пределы применимости протерозойских строматолитов в качестве собственно палеонтологических объектов для более широких стратиграфических построений в последнее время широко обсуждаются в печати [Шаповалова, Крылов, 1978; Шенфиль, 1978, 1979а,б; Семихатов, 1978а, 1985; Комар, 1979, 1981; Крылов, 1979, 1985; Соколов, 1979; Шаповалова, 1979; Хоментовский и др., 1981; Дольник, 1982; Шпунт и др., 1982; Семихатов, Серебряков, 1983; Головенко, 1984; Hofmann, 1977; Preiss, 1977; Walter, 1977; Walter et al., 1979; Semikhatov et al., 1979; Semikhatov, 1980; Bertrand-Sarfati, Walter, 1981; Zhu, 1982; Grey, 1982, 1984; Miao et al., 1984; Grey, Thorne, 1985]. Согласно одной крайней оценке, стратиграфическое значение строматолитов, за редкими исключениями, сохраняется лишь в пределах определенных областей или зон, обладающих сходством состава разновозрастных толщ. Согласно другой, верхнедокембрийские строматолиты являются надежным стратиграфическим инструментом, обеспечивающим выделение и телекорреляцию не только относительно крупных единиц — фитем, но и более дробных подразделений — субфитем и горизонтов. Более осторожные исследователи считают, что накопленные эмпирические данные создают реальные перспективы строматолитовой биостратиграфии, но ее валидность еще предстоит доказать.

За такими различиями взглядов, несомненно, стоят объективные причины: недостаток свежих монографических описаний строматолитов, различные подходы к их классификации, нехватка независимых данных для контроля строматолитовых корреляций. Сочетание этих причин и породило современную инфляцию таксонов строматолитов и гипертрофию уверенности тех или иных исследователей в уязвимости или незыблемости строматолитовых корреляций.

Древнейшие строматолиты известны в нижнем архее (серии Варравуна Западной Австралии, возраст более 3500 млн лет [Walter, 1983]), но лишь в протерозое, особенно верхнем, они становятся достаточно обильными и систематически разнообразными для стратиграфического анализа. Состояние изученности региональной стратиграфии и строматолитов верхнего протерозоя Сибири, Урала и Северной Африки делает эти регионы удобными моделями для анализа распределения таксонов строматолитов в пространстве и во времени и, следовательно, для текущей оценки их стратиграфического потенциала. Проводя такой анализ в рамках традиционной классификации, мы, естественно, можем опираться только на опубликованные данные о местонахождениях конкретных групп

и форм строматолитов без каких-либо попыток ревизии их таксономии. Такая ревизия, насущно необходимая на современной стадии изучения, переведет ряд таксонов в синонимы и вызовет ревальвацию оставшихся. Подобная процедура, однако, вряд ли сможет изменить принципиальную картину распространения таксонов, вырисовывшуюся сейчас в результате многолетних усилий большой группы исследователей. Думать иначе — значит, по существу, перечеркивать результаты этих усилий.

Приуроченность основной массы протерозойских строматолитов к сравнительно узким набором фаций карбонатных шельфов предопределила общее прерывистое распределение их скоплений по разрезам. Как правило, последовательные ассоциации строматолитов разобщены породами иного состава и/или чисто геологическими рубежами. Даже в тех случаях, когда значительные части рифейского разреза представлены только карбонатными породами, такие ассоциации обычно разделяются пачками бесстроматолитовых пород. Следовательно, в определении пределов вертикального распространения строматолитовых ассоциаций существенную, а иногда и ведущую роль играли местные фациальные причины. Не составляет в этом отношении исключения и уральский стратотип рифея, в котором строматолитовые комплексы нижнего, среднего и верхнего рифея разобщены мощными терригенными толщами и несогласиями. Поэтому границы главных подразделений рифея — его трех фитем — в типовых разрезах лишены строматолитового обоснования. Это обоснование выводится из анализа строматолитов коррелируемых толщ, развитых в Сибири. Такая подмена разрезов вполне тривиальна для фанерозоя, но в протерозое с его ограниченными возможностями детальной корреляции она чревата серьезными опасностями. Достаточно вспомнить мнение о кудашско-вендском [Семихатов и др., 1970; Крылов, 1975, 1985; и др.], а не вендском возрасте строматолитов юдомя Сибири, или разногласия по поводу того, на какой уровень уральского стратотипа следует выводить сибирский лахандинский комплекс строматолитов [Комар, 1973; Семихатов, 1974; Крылов, 1975, 1985; Шенфиль, 1978, 1979а, б; и др.].

Местные фациальные причины наложили свой отпечаток и на общий состав конкретных строматолитовых ассоциаций. Так присутствующие в дебенгдинской свите Оленекского поднятия *Jacutophyton divulgatum* Schap., *Conophyton garganicum* Kor., *Con. metula* Kir., *Colonnella cormosa* Kom., *Anabaria radialis* Kom., *An. divergens* Kom. не опускаются в нижележащую арымасскую свиту, но зато развиты в коррелируемых с ней [Решения..., 1983; Семихатов, Серебряков, 1983] или более древних [Шпунт и др., 1982] нижнеюсмастахских отложениях Анабарского массива. Возрастные аналоги арымасской и дебенгдинской свит в Учуро-Майском регионе практически лишены конофитонов и якутофитонов, но те и другие в изобилии появляются здесь в вышележащих нижне-лахандинских отложениях и представлены в них шестью формами, часть которых является общими с развитыми в дебенгдинской свите. Тут надо напомнить, что рассматриваемые конофитоны и якутофитоны являются членами якутофитоновых циклов, а последняя есть порождение определенных фациальных обстановок [Серебряков, 1975].

Иначе говоря, появление благоприятных фаций в каждом из упомянутых районов вырезало определенные отрезки из общего диапазона вертикального распространения таксонов. Для таких групп, как *Conophyton* и *Jacutophyton*, эти отрезки могут оказаться в любой части протерозоя, но для отдельных форм, входящих в названные группы, пределы возможного появления значительно сужены. Такие же соотношения пределов вертикального распространения групп и форм наблюдаются в большинстве других политипических групп докембрийских строматолитов.

Общая картина вертикального распространения этих строматолитов иллю-

стрирует хорошо известный факт: наличие у большинства выделяемых групп определенных — хотя обычно и очень широких — возрастных рамок. Однако в каждом отдельно взятом регионе представители этих групп могут появляться и появляются в любом отрезке в пределах упомянутых рамок. Так, группа *Baicalia* развита от основания среднего рифея до середины верхнего, но региональные пределы ее вертикального распространения более или менее совпадают с указанными лишь в Учуро-Майском регионе. На севере Сибири байкалии встречаются только в основании среднего рифея, а в Африке, если не считать одного местонахождения вероятного, но не доказанного среднерифейского возраста [Raaben, 1980], приурочены к верхнему рифею [Bertrand-Sarfati, 1972].

Подобная картина, хотя и проявленная в меньшем масштабе, наблюдается и на уровне формальных видов строматолитов. Такие примеры, хорошо известные в литературе [Комар, 1966; Шенфиль, 1978; Дольник, 1982; Семихатов, Серебряков, 1983; Головенко, 1984; Walter, 1972; Grey, 1984; Miao et al., 1984; и др.], иллюстрируют тривиальное для всех органических остатков несовпадение тейльзон и биозоны. Но у строматолитов из-за самой их природы и узкой фациальной приуроченности это несовпадение гораздо резче, чем у любой другой группы морских ископаемых. Поэтому присутствию какого-то одного таксона в одном или в серии сближенных разрезов априори нельзя придавать возрастное значение, как это нередко делалось.

Перейдем к анализу поведения строматолитовых ассоциаций на площади. При рассмотрении этого вопроса в региональном масштабе выясняется, что одни ассоциации в целом хорошо выдерживают свой состав по латерали на многие десятки и даже сотни километров, а другие быстро его меняют. При этом более или менее одинаково ведут себя все члены данной ассоциации. Пример рифея Учуро-Майского региона показывает, что выдержанность или изменчивость состава ассоциаций прямо не коррелируется с фациальной выдержанностью или изменчивостью вмещающих толщ, а при вариациях состава последних в одних случаях меняется морфология построек без изменения их микроструктуры, а в других меняются как морфология, так и микроструктура [Серебряков, 1975; Семихатов, Серебряков, 1983]. Такие противоречивые соотношения лишней раз подчеркивают еще во многом непонятую многогранность взаимоотношений биотических и абиотических факторов, контролирующих распространение и диагностические признаки строматолитов.

Для анализа латерального поведения строматолитов в межрегиональном масштабе мы возьмем в качестве модели рифей и венд Сибири. Стратиграфической канвой такого анализа нам будут служить несколько модифицированные корреляционные схемы, принятые совещанием в Новосибирске [Решения..., 1983], а фактической базой — определения и описания строматолитов, содержащиеся в ряде обобщающих работ [Комар, 1966; Голованов, 1970; Семихатов и др., 1970; Хоментовский и др., 1972; Шаповалова, 1974; Крылов, 1975; Шаповалова, Крылов, 1978; Шпунт и др., 1979, 1982; Дольник, 1982; Семихатов, Серебряков, 1983].

Уже не раз подчеркивались существенные качественные различия состава рифейских строматолитов Южной, Центральной и Северной Сибири [Шенфиль, 1978, 1979а,б; Семихатов, Серебряков, 1983; Головенко, 1984; Semikhatov, 1980; и др.]. При количественной оценке этих различий на основании вычисления коэффициентов сходства Симпсона¹ выяснились некоторые важные особенности поведения строматолитовых ассоциаций Сибири на площади [Семихатов, 1985].

¹ Коэффициент сходства Симпсона — это выраженное в процентах отношение количества общих таксонов в двух ассоциациях к полному их количеству в меньшей ассоциации [Cheetham, Hazel, 1969]. Его использование позволяет свести к минимуму погрешности, связанные со сравнением разновеликих выборок.

Отвлекаясь от деталей, можно констатировать, что в Учуро-Майском регионе, Енисейском кряже и Туруханском районе, где разновозрастные толщи обладают несомненным сходством состава и строения, разновозрастные строматолитовые ассоциации также сходны. Коэффициенты общности таких ассоциаций здесь обычно достаточно высоки как на видовом, так и на родовом уровне (рис. 2). При сравнении среднесибирских и северосибирских разрезов оказывается, что в разных их горизонтах строматолиты обнаруживают разные тенденции латерального поведения. Ассоциации нижнего рифея, с одной стороны, и венда — с другой, в сравниваемых разрезах близки — коэффициенты их сходства для форм и для групп составляют 62—80. В отличие от этого коэффициенты сходства разновозрастных ассоциаций среднего и верхнего рифея тех же разрезов в целом гораздо более низки и нередко равны нулю. Единственный случай заметного их повышения (нижнехайпахские и нижнелахандинские толщи) объясняется проникновением на сопоставимые уровни одинаковых форм конофитонов и якутофитонов. Но эти уровни — лишь небольшая часть общего диапазона вертикального распространения присутствующих здесь форм, захваченная ими вследствие развития благоприятных фаций.

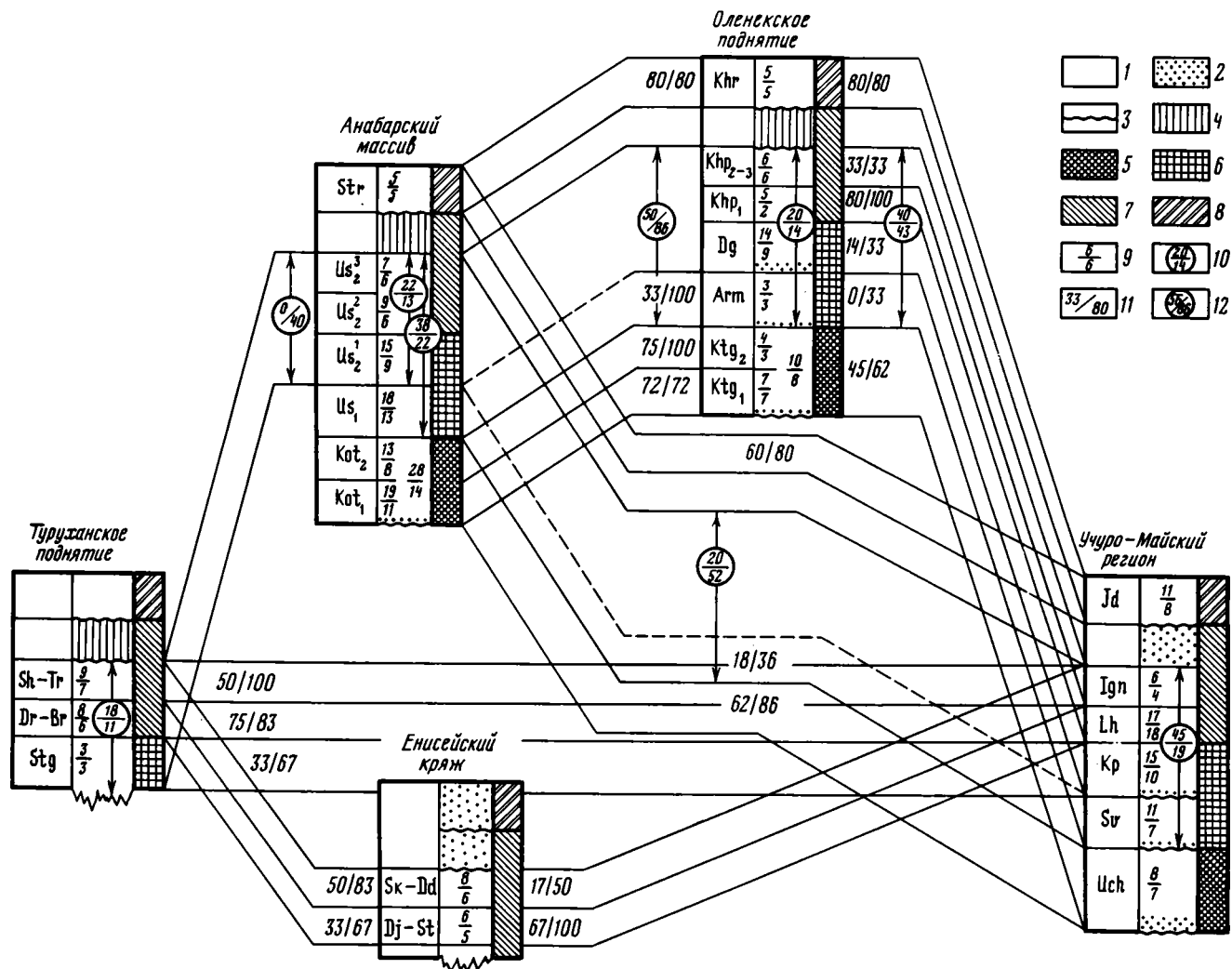
Рассмотренная картина латеральной дифференциации видового состава строматолитов в какой-то мере может явиться артефактом, связанным со сравнением не строго разновозрастных ассоциаций. Снять возможное влияние этой причины позволяет сравнение наборов формальных видов, присутствующих там и здесь во всем объеме средне- и верхнерифейских отложений (рис. 3). Хорошо видно, что и полные наборы средне-верхнерифейских строматолитов обладают большим своеобразием не только в Северной и Средней Сибири, но также на Урале и в еще большей степени в Южной Сибири. Наиболее ярко эти различия проявляются на уровне форм, но достаточно высоки и на уровне групп [Головенко, 1984; Семихатов, 1985]. Нужно отметить, что и нижнерифейский набор строматолитов Урала также весьма специфичен [Власов, 1977; Крылов, 1975; Стратотип..., 1982].

Все сказанное приводит к выводу, что в течение позднего протерозоя в Северной Евразии выделялись различные по размерам и весьма обширные, но конечные территории, обладавшие в той или иной мере эндемичными сообществами строматолитов [Шенфильд, 1978, 1979а,б; Семихатов, Серебряков, 1983; Головенко, 1984; Semikhatov, 1980]. Эти территории можно рассматривать как самостоятельные строматолитовые провинции. Они различаются как общими наборами таксонов, так и составом и последовательностью их ассоциаций. Наиболее сильно такой провинциализм проявился в среднем и позднем рифее, когда в Сибири существовали по меньшей мере три самостоятельные провинции.

Индивидуальность каждой провинции четче всего выражена на уровне форм (формальных видов) строматолитов. Сейчас в рифее и венде Северной Евразии описано 209 таксонов этого ранга, но лишь 30 форм (около 15%) являются межпровинциальными (в подсчет не включены формы, определенные в открытой номенклатуре).

Треть межпровинциальных форм имеет широкое вертикальное распространение и проходит через две фитемы или более. Это *Conophyton cylindricum*, *Con. garganicum*, *Con. lituum*, *Jacutophyton multiforme*, *Jac. ramosum*, *Omachtenia omachtensis*, *Nuclelela figurata*, *Gongylina diferenciata* (все развиты в диапазоне R_1 — R_3), *Conophyton metula*, *Jacutophyton cognitum* (R_2 — R_3). Остальные 20 межпровинциальных форм (*Appia topicalis*, *Baicalia aborigena*, *B. nova*, *B. rara*, *Colleniella evoluta*, *Compactocollenia tchajensis*, *Conophyton reticulatum*, *Gymnosolen ramsayi*, *G. komari*¹, *Inzeria tjomusi*, *Jurusania cylindrica*, *Kussiella kussiensis*,

¹ Изучение типовых коллекций строматолитов из доломитов Порсангер Северной Норвегии, описанных Ж. Бертран-Сарфати и хранящихся в г. Монпелье, показало, что младшим синонимом *Gymnosolen komari* Shap. является *Inzeria sinoppovarra* B.-S.



Linella simica, *Malginella zipandica*, *Minjaria uralica*, *Parmites aimicus*, *Tinnia patomica*, *Stratifera flexurata*, *S. omachtella*, *S. undata*) в каждой отдельно взятой провинции имеют более узкие стратиграфические диапазоны распространения, но часть их меняет этот диапазон при переходе из одной провинции в другую. Величина такого изменения, судя по радиометрическим, а иногда и по прямым геологическим данным, у одних форм не превосходит части фитемы (*Minjaria uralica*, *Gymnosolen ramsayi*, *Inzeria tjomusi*, *Jurusania cylindrica* и др.), а у других близка к фитеме (*Kussiella kussiensis*, *Compactocollenia tchajensis*, *Linella simica*, *Parmites aimicus* и др.). В результате количество форм, для которых сейчас независимыми методами доказано геологически одновременное появления в разрезах разных провинций, очень ограничено (едва ли больше десятка).

В общем виде можно заключить, что формальные виды строматолитов, пересекающие границы определенной провинции, в смежных провинциях входят в состав систематически иных ассоциаций, меняя или не меняя при этом пределы своего вертикального распространения. Поэтому присутствие какой-то общей формы строматолитов в двух территориально разобщенных и систематически различных ассоциациях таксонов, вопреки известным предложениям, не может рассматриваться как довод в пользу сопоставления слоев или возрастной корреляции строматолитовых ассоциаций, содержащих такие формы. Не спасает положения и предложение выделить среди строматолитов какой-то свиты типичные (региональные и межрегиональные) и местные формы [Шоповалова, 1979; Крылов, 1985] или предложение, на первый взгляд подкупающее своим "фанерозойским звучанием", опираться в стратиграфических построениях на эпиболи строматолитовых таксонов [Крылов, 1985]. Анализ конкретных примеров, приведенных в только что упомянутых работах, убеждает, что принятие этих предложений на деле означает введение того самого "плавающего курса" таксона, против которого так убедительно возражал И.Н. Крылов [1985].

Общность провинций на уровне групп не столь высока. Из 65 таксонов этого ранга, развитых в рифе и венде Северной Евразии, 32 группы (49%) являются межпровинциальными. Среди последних девять групп развиты в пределах всего или почти всего рифа и выходят за его пределы вверх и/или вниз (*Colleniella*, *Colonnella*, *Conophyton*, *Jacutophyton*, *Irregularia*, *Kussiella*, *Omachtenia*, *Paniscollenia*, *Stratifera*). Три группы протягиваются через три-четыре фитемы верхнего протерозоя (*Gongylinia*, *Nucleella*, *Tungussia*), а две группы очень редки (*Kurtunia*, *Platella*). Сбросив со счета перечисленные таксоны, мы остаемся с 18 межпровинциальными группами, имеющими более узкие возрастные рамки (*Anabaria*, *Appia*, *Baicalia*, *Boxonia*, *Compactocollenia*, *Gymnosolen*, *Inzeria*, *Katavia*,

Рис. 2. Сравнение систематического состава ассоциаций и наборов строматолитов опорных разрезов рифа и венды Средней и Северной Сибири (по М.А. Семихатову [1985], с изменениями)

1 — главные строматолитосодержащие толщи; 2 — прочие толщи; 3 — основные размыты и несогласия; 4 — перерывы; 5—8 — возраст отложений: 5—7 — рифей (5 — нижний, 6 — средний, 7 — верхний), 8 — вена (юдомий); 9 — количество формальных видов (числитель) и формальных родов (знаменатель) в данной ассоциации или наборе; 10 — то же, в общем наборе среднего и верхнего рифа данного региона; 11 — коэффициенты сходства и Симпсона для разновозрастных ассоциаций и наборов формальных видов (числитель) и формальных родов (знаменатель); 12 — то же, для всего средне-верхнерифейского набора таксонов

Индексы на колонках — наборы и ассоциации таксонов: Stg — сухотунгусинской свиты; Dr-Br — деревнинской и буровой свит; Sh-Tr — шорихинской и туруханской свит; Dj-St — джурской и шунтарской свит; Sk-Dd — свит Серого ключа и дадыктинской; Kot₁, Kot₂ — ниже- и верхнекотуйканской под-свиты; Us₁ — нижнеюсмастакской под-свиты; Us₂ — верхнеюсмастакской под-свиты и ее пачек (Us₁¹, Us₁², Us₁³); Str — старореченской свиты; Ktg₁, Ktg₂ — ниже- и верхнекутингинской под-свиты; Arg — арымасской свиты; Dg — дебегдинской свиты; Khr₁, Khr₂₋₃ — ниже- и средне-верхнехайпахской под-свиты; Khr — хорбусуонской серии; Uch — учурской серии; Sv — верхнеталынских и светлинских отложений; Kr — керпыльской серии; Lh — нижней части лахандинской серии, нерюенской свиты (лахандинская ассоциация); Ign — игниканской свиты; Jd — юдомской серии

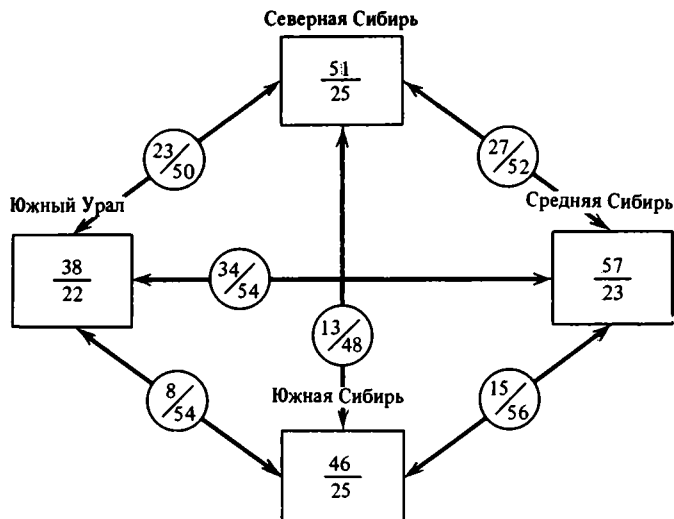


Рис. 3. Сравнение систематического состава наборов строматолитов среднего и верхнего рифея Южного Урала и различных провинций Сибири (по М.А. Семихатову 1985)

Цифры в прямоугольниках — общее количество формальных видов (числитель) и формальных родов (знаменатель) данного региона или провинции; цифры в кружках — коэффициенты сходства Симпсона для формальных видов (числитель) и формальных родов (знаменатель)

Kotuikania, Linella, Jurusania, Malginella, Minjaria, Patomia, Parmites, Sacculia, Svetliella, Tinnia). Пределы вертикального распространения этих групп колеблются от части фитемы до 1,5 фитем, но конкретные уровни их появления в соседних провинциях не обязательно совпадают даже у монотипических групп.

Показательный пример провинциализма верхнепротерозойских строматолитов дают африканские материалы. В верхнерифейской серии Атар Мавритании и Алжира описано 25 формальных видов столбчатых построек (помимо шести, определенных в открытой номенклатуре), представляющих 15 групп, а элементы этого набора установлены в серии Ашайкар Мали и в серии Бушимае Заира [Bertrand-Sarfati, 1972; Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1978, 1985]. Эндемизм рассматриваемых строматолитов на уровне групп не очень высок — $\frac{2}{3}$ таксонов этого ранга являются общими с верхним рифеем Северной Евразии (Baicalia, Conophyton, Jacutophyton, Jurusania, Gymnosolen, Inzeria, Minjaria, Parmites, Tilemsina, Tungussia).

Гораздо ярче индивидуальность африканских строматолитов проявляется на уровне форм. При формальном анализе списков выясняется, что лишь T. podosa и несколько форм, определенных со знаком "aff.", объединяют видовые наборы из серии Атар и из верхнего рифея СССР. Но изучение типовых коллекций показало, что северо-африканские Parmites по морфологии и микроструктуре не отличимы от уральских P. concrescens [Паабен, 1975, с. 183], а Baicalia mauritanica B.-S. является синонимом сибирской B. lacera Semikh. Таким образом, коэффициент сходства сравниваемых наборов форм даже после непосредственного изучения типового материала оказался равным всего лишь 12. Интересно, что это значение очень близко к содержанию межпровинциальных форм в рифее Северной Евразии (15%).

Завершая рассмотрение верхнепротерозойских примеров, отметим, что изменения состава строматолитов одновозрастных толщ различных регионов и случаи возрастного скольжения некоторых таксонов при переходе от региона к региону описываются в последнее время и для обширной территории Китая [Miao

et al., 1984]. В свете приведенных данных вряд ли можно серьезно говорить о существовании всего лишь восьми ассоциаций строматолитов, которые, как считает И.Н. Крылов [1985, с. 151], "исчерпывают всю характеристику верхнего докембрия — рифея и венда".

Афебийские (нижнепротерозойские) строматолиты изучены значительно хуже верхнепротерозойских. Данные, обобщенные рядом авторов [Семихатов, 1978б; 1985; Макарихин, Кононова, 1983; Bertrand-Sarfati, Walter, 1981; Zhu, 1982; Grey, 1984], показывают, что в каждом районе их распространения происходит определенная вертикальная смена сообществ, а от района к району — существенные изменения последних. Единицами формирования эндемичных строматолитовых сообществ в афебии выступали не обширные провинции, как это было в позднем протерозое, а сравнительно небольшие районы площадью в первые десятки тысяч квадратных километров. Количество форм (формальных видов), связывающих отдельные региональные ассоциации афебии между собой, едва достигает 8—10% общего количества этих таксонов, описанных в дорифейских толщах.

Количество связующих групп более высоко (25%), но большинство таких групп объединяет отдельные афебийские серии не только между собой, но и с рифеем (*Conophyton*, *Jacutophyton*, *Stratifeta*, *Colonnella*, *Asperia*, *Omachtenia*, *Externa*, *Kussiella*, *Minjaria*). Поэтому сейчас нет уверенности, что специфика состава строматолитов отдельных горизонтов афебии, наблюдаемая в различных районах, является следствием возрастной, а не латеральной изменчивости сообществ. Данные по северо-западу Канадского щита убеждают в реальности такого допущения. Здесь в трех районах описаны три радикально различные ассоциации строматолитов [Семихатов, 1978а; Cecile, Cambell, 1978], две из которых (в сериях Питей и Гоулберн) одновозрастны, а третья (из формации Рокнест) более древняя. Ясно, что при таких соотношениях строматолиты афебии могут служить только местной стратиграфии.

Архейские строматолиты сейчас указываются лишь из 16 местонахождений, но в 5 из них присутствие строматолитов или их архейский возраст не могут считаться строго установленными. Древнейшие находки происходят из серии Варравуна Западной Австралии (возраст 3556 ± 32 млн лет) и серии Инсузи Южной Африки (3090 ± 90 млн лет), а остальные — из отложений с возрастом 2750—2600 млн лет. Здесь указываются пластовые, столбчато-пластовые, псевдостолбчатые и иногда столбчатые постройки, сложенные карбонатом или кремнеземом.

Среди них описаны или определены лишь следующие таксоны: *Alcheringa patgina* Walt. (серия Фортеस्कью Западной Австралии и, видимо, серия Вентерсдорп Южной Африки), формы, близкие к *Thyssagetes* (Западная Австралия), *Gruneria* (серия Уоллен штата Вайоминг, США и серия Вентерсдорп), *Colleniella* (зеленокаменный пояс Учи провинции Онтарио Канады), *Stratifera* и *Columnaefacta* (пояс Учи), а также формы, близкие к *Hadrophycus* Fent. et Fent. (серия Уоллен). *Alcheringa patgina*, *Gruneria* и *Hadrophycus* объединяют архей с афебием, а остальные перечисленные таксоны в своем вертикальном распространении выходят за пределы докембрия. Стратиграфического значения архейские строматолиты не имеют, но не раз вовлекались в палеобиологический и палеоэкологический анализы.

Наличие неповторимых вертикальных рядов таксонов протерозойских строматолитов ясно выступает и при использовании микроструктурной их классификации [Комар, 1979, 1981]. Конкретные разрезы рифейских отложений объединяются в определенные группы, характеризующие регионы той или иной протяженности. В разрезах каждой группы, помимо эндемиков, присутствуют латерально более широко развитые микроструктурные таксоны, образующие единую для данной группы регионов вертикальную последовательность. Использо-

ние таких последовательностей в стратиграфических целях позволило Вл.А. Комару [1973, 1978, 1979] предложить свою корреляцию средне- и верхнерифейских отложений Сибири с уральским стратотипом, вывести границу среднего и верхнего рифея в Сибири в основание керпыльской серии и ее аналогов, а не в основание вышележащей лахандинской серии, как это обычно принимается сейчас. Важное стратиграфическое значение имеет также появление качественно новых типов микроструктур (*Canalophorida*, *Fibrosida*).

Появление типа *Canalophorida* наблюдается в пределах среднерифейских отложений (возраст около 1250—1200 млн лет) в основании авзянской свиты уральского стратотипа и светлинской свиты учуро-майского гипостратотипа. Появление микроструктур типа *Fibrosida* фиксируется на гораздо большей территории. Эти микроструктуры (наряду с прочими транзитными типами) характеризуют сравнительно узкий интервал верхнерифейских отложений ряда регионов: нерюенскую свиту Учуро-Майского региона, устьчебакулахскую свиту Колымского массива, деревнинскую, буровую, шорихинскую и туруханскую свиты Туруханского поднятия, джурскую и дадыктинскую свиты Енисейского кряжа, низвенские отложения Полюдова Кряжа, нижнеминьярскую подсвиту Южного Урала, тогузбайскую и коксуйскую свиты Каратау, а за пределами нашей страны — пачку I₃ свиты Атар Мавритании ([Bertrand-Sarfati, 1972, 1976] и определения авторов по образцам Ж. Сарфати) и нижнюю часть серии Литтл-Дал гор Маккензи Канады (определение авторов по образцам М.А. Семихатова).

Судя по радиометрическим данным (довольно пестрым по методической основе), микроструктуры *Fibrosida* в перечисленных регионах не выходят за возрастные рамки от 1000—950 до 880—850 млн лет. В конкретных же разрезах уровни их появления нескольких колеблются (нижнелахандинские отложения и их сибирские аналоги — 1000—950 млн лет; пачка I₃ — 890±37 млн лет; миньярская свита — 880—850 млн лет; библиографию см.: [Семихатов, Серебряков, 1983; Bertrand-Sarfati, Moussine-Pouchkine, 1985]), маркируя определенный, но несколько "плавающий" по разрезу уровень в пределах верхнего рифея. В литературе известны и другие примеры относительно узкой возрастной приуроченности конкретных типов микроструктур в пределах одного или нескольких регионов [Шаповалова, 1974; Walter, 1972; Bertrand-Sarfati, 1976]. В свете этих данных особое значение приобретает корректная интерпретация возрастного значения установленного в удаленных разрезах сходства последовательностей таксонов, выделенных по особенностям микроструктур. Один из авторов данной статьи (Вл.А. Комар) считает, что такое сходство само по себе говорит о геологической đồngовозрастности одинаковых членов подобных последовательностей. Другой автор (М.А. Семихатов) считает, что вывод о такой đồngовозрастности в каждом конкретном случае нуждается в независимых доказательствах.

Заключение

Стратиграфическое использование любой группы органических остатков опирается прежде всего на эмпирически установленную смену таксонов во времени и, строго говоря, не требует биологической интерпретации их признаков. Тем не менее такая интерпретация строматолитов представляется необходимой из-за самой природы этих образований (органоседиментарные структуры) и недостаточного внимания в нашей литературе к их палеобиологическому изучению.

Опубликованные недавно обобщения [Крылов, 1985; Семихатов, 1985, 1987; Bertrand-Sarfati, Walter, 1981; Walter, Heys, 1985] показывают, что в общем распространении строматолитов в пространстве и во времени ясно проявляются четыре тенденции: 1) увеличение количества местонахождений строматолитов и насыщения ими разрезов от архея к нижнему и особенно к верхнему протерозою и резкое сокращение их обилия и ареала в самом конце докембрия и осо-

бенно в фанерозое; 2) рост систематического разнообразия строматолитов от архея к верхнему рифею и быстрое его сокращение в венде и фанерозое; 3) формирование в каждом регионе неповторимых вертикальных последовательностей таксонов строматолитов и объединение этих таксонов в позднем протерозое в определенные относительно устойчивые сочетания (ассоциации) той или иной пространственной протяженности и возрастного объема; 4) ясная латеральная дифференциация состава строматолитов, изменчивая во времени, но в целом убывающая по разрезу протерозоя.

Латеральная экспансия строматолитов, достигшая пика в позднем рифее, была, видимо, связана как с абиотическими факторами (развитием карбонатных платформ на эпиархейских, и в особенности на обширных эписвекофенских, кратонах), так и с биотическими — эволюционными и адаптивными изменениями микроорганизмов, строивших строматолиты [Семихатов, 1985, 1987; Gebelein, 1976b; Walter, 1983; Knoll, Awramik, 1984]. В результате в позднем афебии и рифее строматолиты освоили всю потенциальную экологическую нишу, утратив присущую им в архее связь с областями активного вулканизма.

Вендское сокращение ареала, количества и разнообразия строматолитов, получившее дальнейшее развитие в фанерозое, обычно связывают с появлением метазоа, оттеснивших строматолитообразователей в неблагоприятные экологические ниши [Garrett, 1970; Awramik, 1971; Walter, Heys, 1985], но весьма вероятно важная роль в этом и абиотических причин — изменений палеогеографической обстановки, типа климатической зональности, гляциоэвстатического понижения уровня моря, а возможно, и изменений палеоширотного положения материков. Все эти события нарушили сложившиеся ранее экосистемы, а их восстановлению в условиях постледниковой трансгрессии воспрепятствовала быстрая адаптивная радиация метазоа, оккупировавших благоприятные экологические ниши. Свидетелями тщетных попыток вернуть себе эти ниши, видимо, являются, тромболиты нижнего палеозоя.

Учитывая природу и сравнительно узкую фациальную приуроченность строматолитов, нужно вслед за К. Геблайном [Gebelein, 1974] признать, что смена их региональных ассоциаций в значительной мере контролировалась изменениями экологических обстановок и палеогеографии бассейнов. Установившиеся новые условия могли воздействовать на формирование новых строматолитовых сообществ двояко. С одной стороны, они смещали баланс биотических и абиотических факторов, определявших морфологию построек, а с другой вели к реорганизации сообществ строматолитообразователей, которые прямо влияли на микроструктуру и рельеф наслоений и вносили свой вклад в формирование морфологических особенностей построек. Лишь на некоторых уровнях, отмеченных важными изменениями микроструктур (преобразования на уровне типов) и существенными новациями в морфологии строматолитов, мы, видимо, фиксируем следы воздействия каких-то причин гораздо более широкого радиуса действия.

Латеральная дифференциация строматолитовых сообществ, рассмотренная выше на основе современной их таксономии, не может явиться артефактом, связанным с объективно существующим несовершенством этой таксономии. Совершенствование последней и принятой ныне классификации строматолитов сможет лишь в какой-то мере уточнить количественные данные о степени эндемизма провинциальных их таксонов, но не изменит принципиального вывода о наличии такого эндемизма. Думать по-другому — значит перечеркнуть все современные данные о распределении строматолитовых таксонов.

Лежащие на поверхности палеофациальное и палеогеографическое объяснения провинциализма строматолитов не всегда оказываются достаточными: контуры провинций в общем случае не совпадают с контурами развития литологически сходных последовательностей, а однозначной корреляции между

выдержанностью или изменчивостью строматолитов и вмещающих их отложений, как мы видели, нет. Несомненную роль играл и палеоструктурный план территории, но некоторые единые палеотектонические зоны (например, миегосинклинальный пояс Сибири) оказываются расчлененными границами провинций, а некоторые провинции охватывали разные палеотектонические зоны. Видимо, на латеральные изменения состава строматолитов влиял и климат, регулируя расселение микроорганизмов. Вероятно, сложные взаимодействия всех этих (а возможно и каких-то других) причин и определяли возникновение строматолитовых провинций протерозоя. Их очертания, размеры и даже само количество не оставались неизменными во времени. Достаточно вспомнить, что три средне-позднерифейские провинции Сибири в венде слились воедино.

Провинции являются теми зонами, в которых стратиграфические построения по строматолитам наиболее обоснованны и надежны. Здесь на стратиграфию работает большинство присутствующих таксонов, которые вступают в определенные неповторимые сочетания, характеризующие тот или иной объем отложений.

За пределы конкретных провинций проникает лишь небольшая часть таксонов, составляющих провинциальные последовательности. В разобранных выше евразийских примерах коэффициенты сходства провинциальных сообществ строматолитов колеблются от 8 до 34 для форм и от 48 до 56 для групп (см. рис. 2,3), а общее количество межпровинциальных форм по сравнению с общим количеством таксонов этого ранга составляет 15% для провинций Северной Евразии и 12% для Северо-Африканской.

Среди межпровинциальных таксонов треть форм и около половины групп являются транзитными для отдельных фитем, а некоторые группы и для рифея в целом. Поэтому их корреляционное значение невелико. Часть же таксонов, пересекающих границы провинций, приурочена к более узким интервалам разреза, в пределах которых они могут появляться в смежных провинциях на несколько различных, а в некоторых случаях — на геологически одновозрастных уровнях. Строгий выбор одной из этих альтернатив (разные или одинаковые уровни) не может быть сделан на основании только строматолитовых данных и требует обязательного привлечения независимых методов корреляции.

Таким образом, в архее строматолиты стратиграфического значения не имеют, в афебии (нижнем протерозое) они могут использоваться лишь для целей местной (точнее внутрибассейновой) стратиграфии, а в рифее и венде (верхнем протерозое) наиболее надежным инструментом корреляции служат в пределах определенных провинций. Размеры последних соизмеримы с размерами палеобиогеографических провинций фанерозоя, выделяемых по бентосным группам животных.

Межпровинциальные сопоставления верхнепротерозойских отложений по строматолитам требуют большой осторожности. В современной практике корреляции разных по составу строматолитовых ассоциаций проводят либо по объединяющим их редким (единичным) общим таксонам, хотя бы и занимающим только часть вертикального диапазона распространения сравниваемых ассоциаций, либо по комплексу независимых критериев. В свете всего сказанного выше только второй путь представляется корректным.

Главными текущими задачами изучения докембрийских строматолитов в стратиграфическом аспекте, с нашей точки зрения, являются: 1) углубление биологической интерпретации их признаков; 2) совершенствование традиционной классификации, использующей морфологические и микроструктурные признаки, и ревизия ее таксонов; 3) завершение создания самостоятельной микроструктурной классификации; 4) максимальная детализация местных и региональных схем распределения строматолитовых таксонов на основании послойных сборов материала с обязательным проведением палеоэкологического и палеофациль-

ного анализа; 5) взаимная увязка и корреляция таких схем с помощью всех возможных методов; 6) решительный отказ от еще встречающейся в нашей литературе "лакировки" строматолитовой действительности и ее проблем. Только так можно понять сегодняшнюю реальность и в ближайшем будущем подойти к созданию интегральной модели распределения докембрийских строматолитов в пространстве и во времени и на этой основе уточнить современные взгляды на их значение для расчленения и корреляции протерозойских отложений.



МИКРОФОССИЛИИ В СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

В докембрийских отложениях известны многочисленные и разнообразные остатки микроскопических организмов, называемые микрофоссилиями (МФ). Они встречаются либо в виде псевдоморфоз различных минералов (кремнезем, сульфиды, окислы железа, карбонаты) по первичным организмам или их оболочкам (табл. I), либо в виде мумифицированных организмов или их оболочек (так называемые органостенные МФ (табл. II)). Остатки обоих типов могут изучаться в шлифах, а органостенные МФ могут также быть извлечены с помощью мацерации — растворения породы в кислотах, а затем рассматриваться в препаратах.

Оба метода имеют свои достоинства и недостатки. В шлифах мы видим микроорганизмы в том состоянии и в том положении (иногда в прижизненном), в котором они подверглись "консервации"; нередко видны довольно сложно построенные агрегаты клеток и колонии, сочетания остатков разных типов и т.п. Недостатком изучения МФ в шлифах является относительная случайность среза при изготовлении шлифа, что отчасти восполняется массовым изготовлением шлифов. При мацерациях мы можем получать органостенные остатки микроорганизмов (особенно нитчатых) более цельными и рассматривать их со всех сторон. Но колонии и агрегаты клеток при этом нередко разрушаются, а о первичном положении и ориентировке организмов можно только строить предположения.

Среди минерализованных микроостатков резко преобладают так называемые кремнистые (точнее, окремненные) МФ — частичные или полные псевдоморфозы кремнезема по микроорганизмам. Замещение органической ткани микроорганизмов кремнеземом происходит обычно очень "нежно", с сохранением мельчайших деталей строения. Получается как бы вечный препарат, изменить или разрушить который может только перекристаллизация.

История исследований микрофоссилий, их природа и подходы к классификации

Впервые докембрийские кремнистые МФ были обнаружены еще в 10-х годах текущего столетия; находки были повторены и позже, но общее скептическое отношение привело к тому, что эти материалы были практически забыты, и новая интенсивная волна изучения этих остатков началась с публикации статьи С. Тайлера и Э. Баргхоорна [Tyler, Barghoorn, 1954] и последующих работ Э. Баргхоорна, П. Клауда, Дж. Шопфа, С. Аврамика и других исследователей. С середины 70-х годов началось изучение кремнистых МФ докембрия СССР [Schopf et al., 1977]. Подавляющее большинство кремнистых МФ на основании морфологического сходства было отнесено к прокариотным микроорганизмам, преимущественно цианобактериям.

Активное изучение докембрийских органостенных МФ, основанное на применении мацерационной методики, началось в 40-е годы, когда С.Н. Наумова обнаружила микроскопические сфероморфные остатки в кембрийско-ордовикских

отложениях Прибалтики, а затем в рифейских и вендских (по современной терминологии) отложениях Южного Урала [Шатский, 1948; Наумова, 1949, 1951].

Открытие С.Н. Наумовой сразу же вызвало большой интерес, поскольку в обнаруженных ею органических остатках рассчитывали найти надежный инструмент для расчленения и корреляции докембрийских отложений. В последующие 10—15 лет разнообразные комплексы докембрийских органостенных МФ были обнаружены во многих районах у нас в стране и за рубежом [Тимофеев, 1955, 1959, 1960; Чибрикова, 1954, 1960; Андреева, 1960, 1962; Шепелева, 1962; Волкова, 1962, 1968, 1969; Deflandre, 1955; Pacitova, 1959; Michniak, 1959; Roblot, 1963, 1964; и др.]. На первых этапах изучения докембрийские органостенные МФ рассматривались большинством ученых как споры наземных и полуназемных растений.

Однако уже к началу 60-х годов работами А. Эйзенака [Eisenack, 1958, 1966], Ч. Дауни [Downie, 1962], Н.А. Волковой [1962, 1964] и других исследователей было доказано отсутствие у досилурийских МФ тетрадного рубца и обосновано их отнесение к фитопланктонным организмам. Многие советские и зарубежные исследователи стали относить их к гистрихосферам, систематика которых была подробно разработана А. Эйзенаком [Eisenack, 1954, 1963].

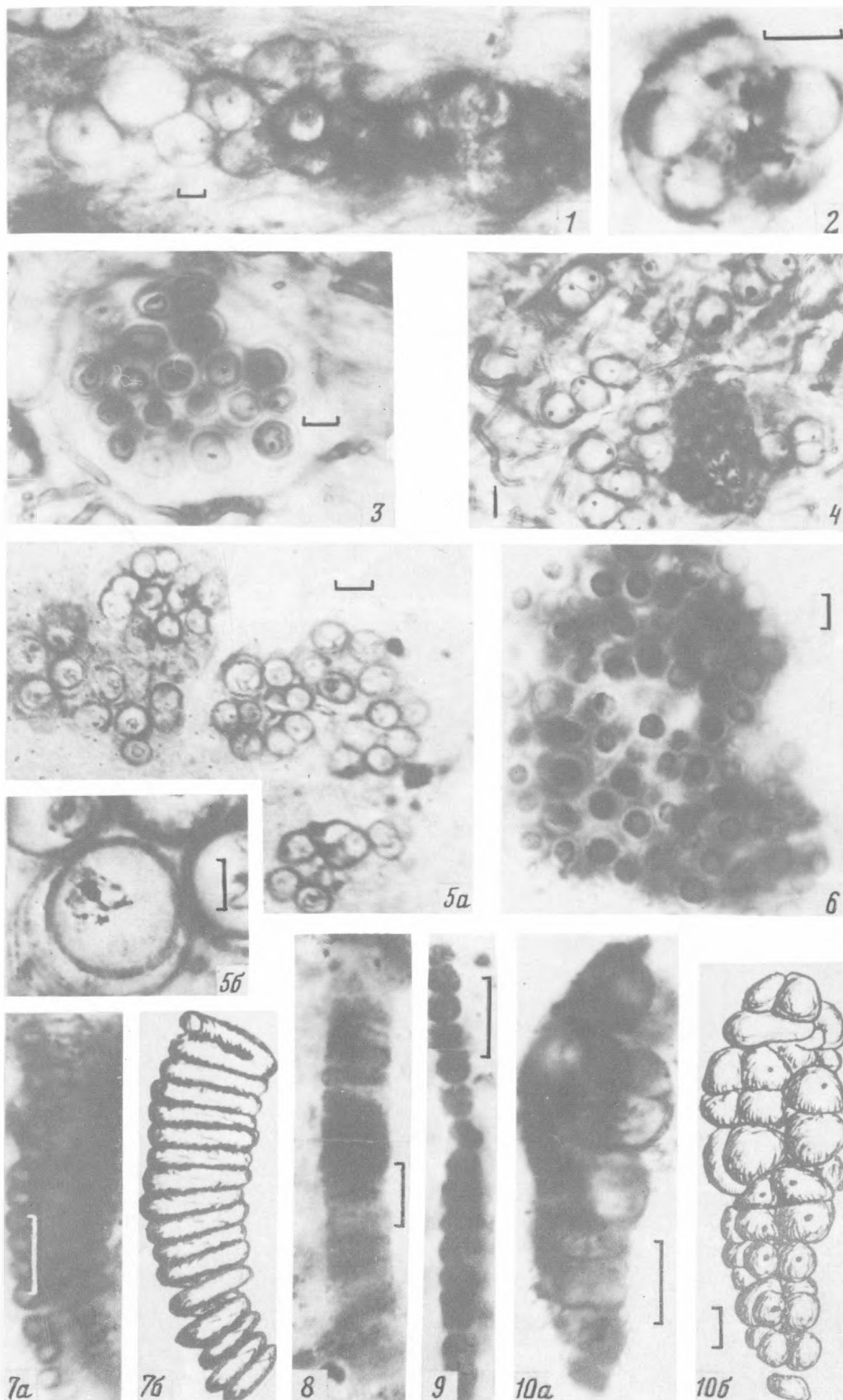
Примерно в это же время В. Эвитт установил принадлежность части гистрихосфер к динофлагеллятам [Evitt, 1961; Downie et al., 1963]. Для остальных МФ, систематическое положение которых оставалось неясным, он предложил название — "акритархи" [Evitt, 1963]. Исчерпывающий анализ вопросов, связанных с выяснением природы сфероморфных органостенных МФ, и разбор разных вариантов их классификаций были даны Н.А. Волковой [1965], которая и ввела термин "акритархи" в отечественную литературу. Предлагались и другие классификации [Тимофеев, 1963, 1966, 1969, 1973; Шепелева, 1963; Андреева, 1966а]. В настоящее время большинство советских исследователей относит сфероморфные органостенные МФ либо к акритархам, либо к группе сфероморфид, выделенной Б.В. Тимофеевым [1966]. За рубежом наибольшее распространение получил первый из этих вариантов. В 60—70-х годах изучение докембрийских органостенных МФ проводилось во всех основных районах распространения докембрийских отложений в СССР. Обзор этих исследований дан Т.В. Янкаускасом [1982а] и Р.Н. Огуцовой [1985].

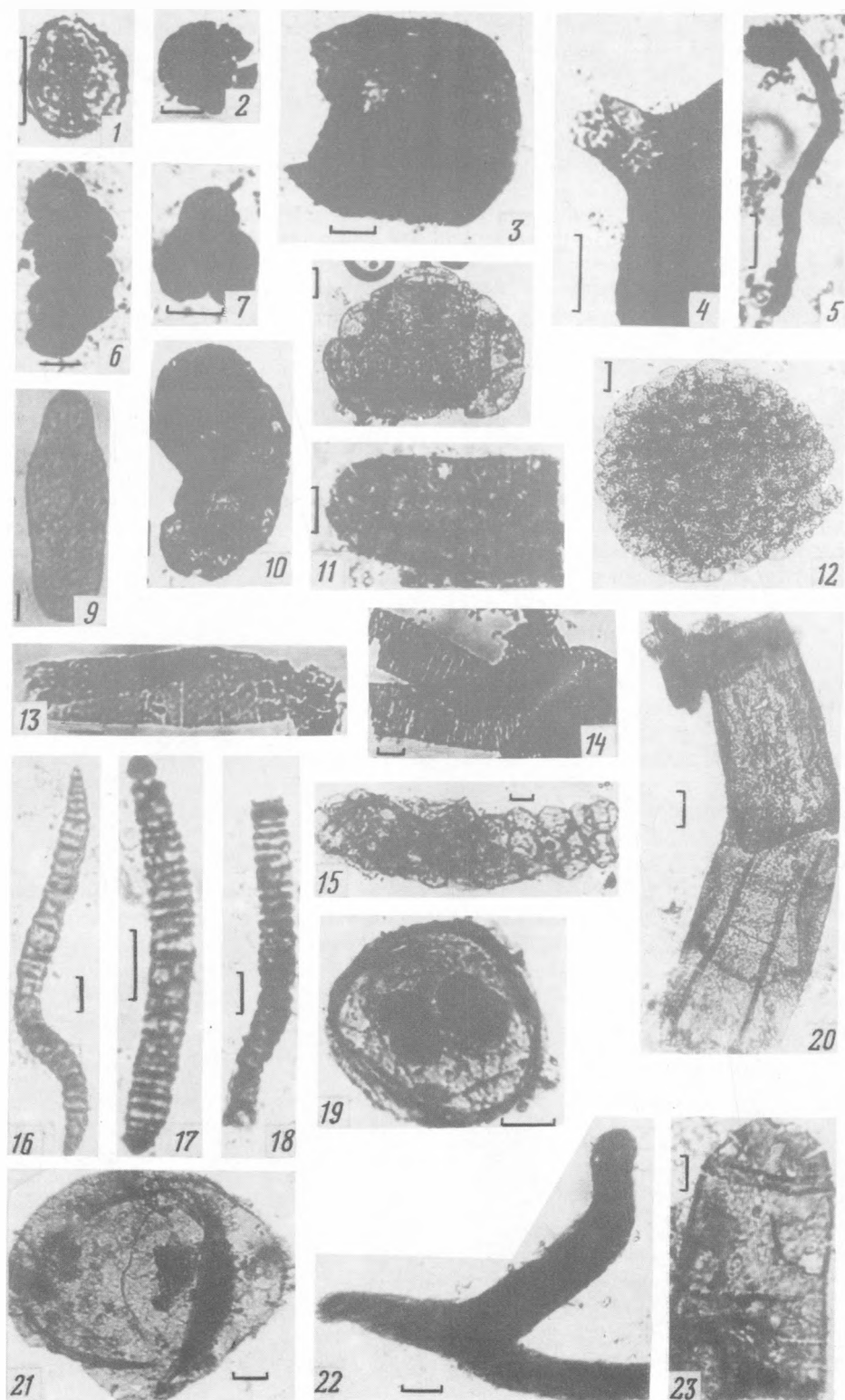
За рубежом наиболее известны работы по докембрийским акритархам Скандинавии и Гренландии [Vidal, 1974, 1976, 1979 и др.], Австралии [Peat et al., 1978], ГДР [Burmann, 1968, 1969], Польши [Jagielska, 1966], Чехословакии [Konzalova, 1974], Финляндии [Tynni, Donner, 1980], Франции [Deflandre, 1968], Англии [Downie, 1962].

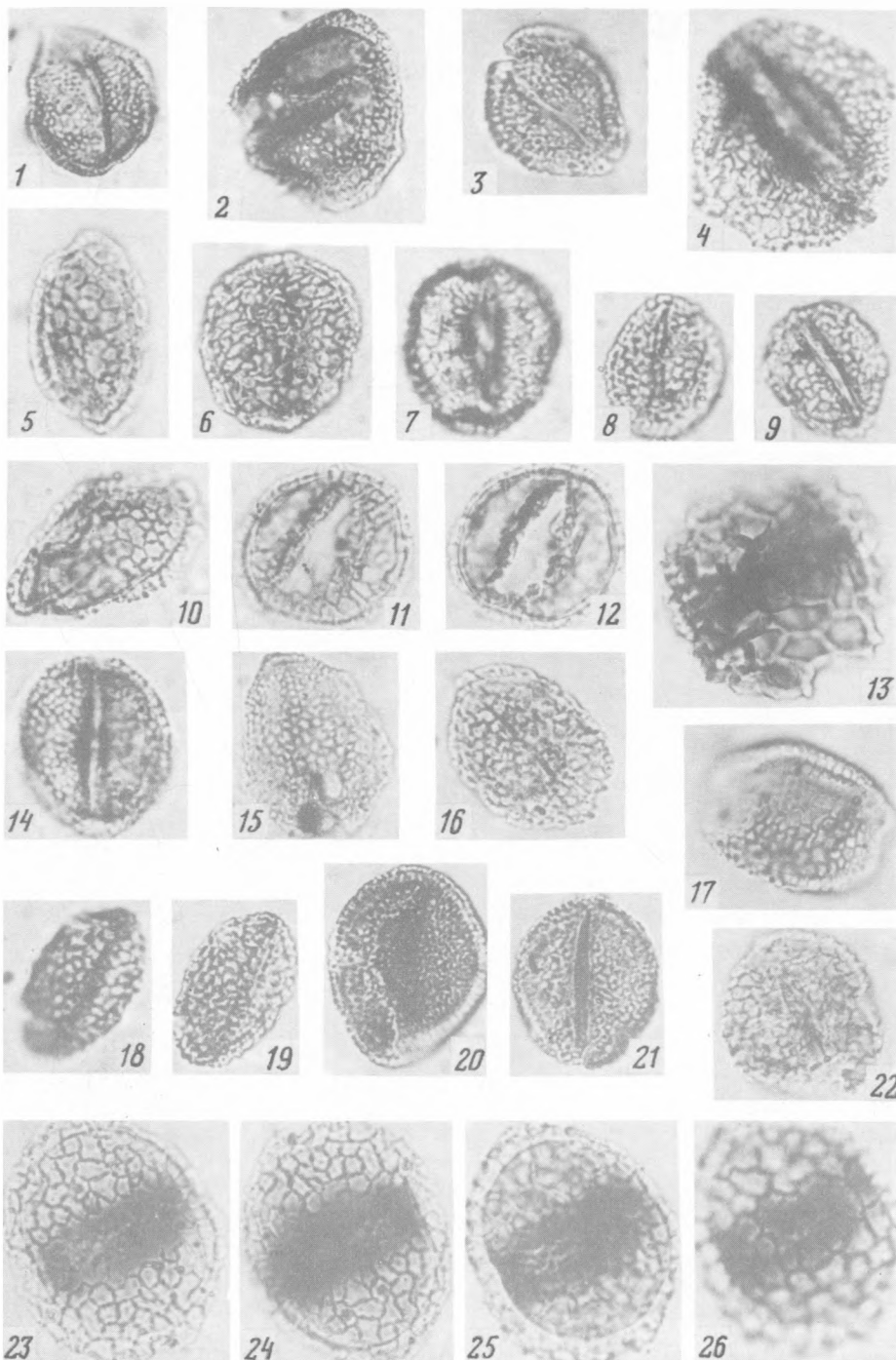
В докембрийских терригенных породах помимо сфероморфных МФ находили разнообразные нитчатые органостенные МФ, лентовидные ветвящиеся слоевища и некоторые другие морфологические разновидности ископаемых микроорганизмов [Шепелева, 1963; Гниловская, 1971; Герман, 1974; и др.]. Интерес к этим остаткам особенно возрос после открытия Б.В. Тимофеевым с соавторами [1976] богатейших местонахождений верхнерифейских органостенных МФ в Сибири (лахандинская и мироедихинская микробиоты). В их составе были обнаружены многочисленные, в том числе и нитчатые, формы, описанные ранее из кремней. Близкие ассоциации МФ были позднее установлены Т.В. Янкаускасом [1982 и др.] и в верхнерифейских отложениях Южного Урала.

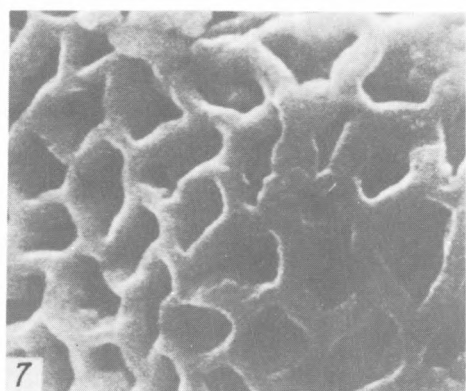
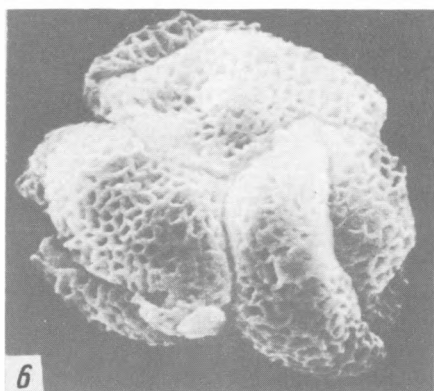
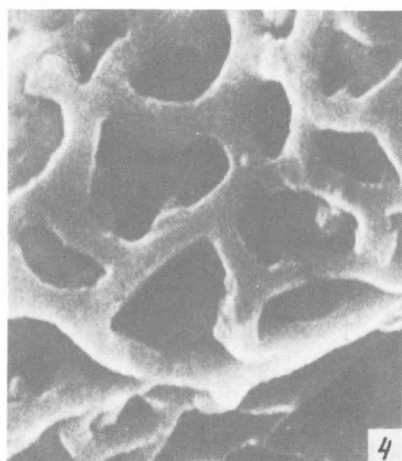
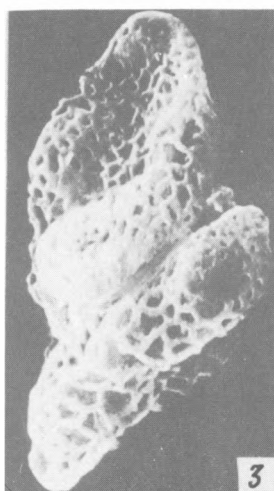
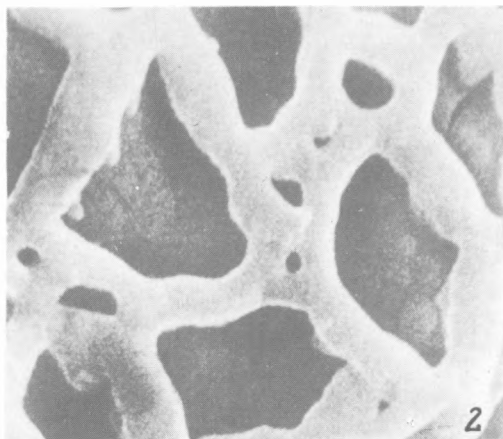
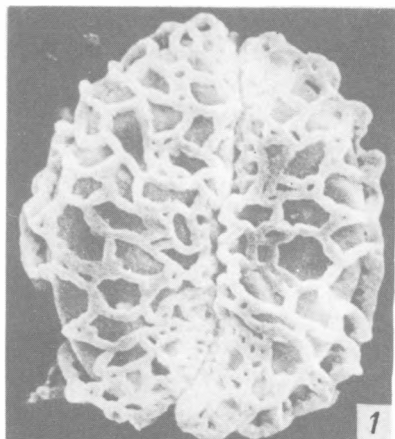
Таким образом, исторически сложилось, что изучение минерализованных (почти исключительно кремнистых) и органостенных МФ долгое время проводилось в отрыве друг от друга. Различие методик и материала обусловило существенно различный подход к интерпретации, классификации и к использованию органостенных и минерализованных МФ для целей стратиграфии. Сейчас делаются первые шаги к созданию единой целостной картины.

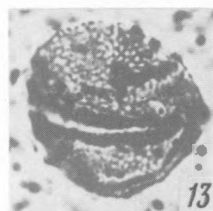
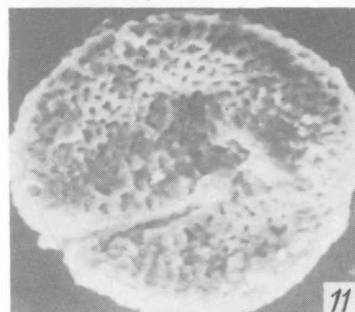
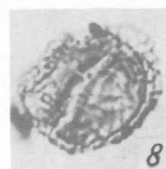
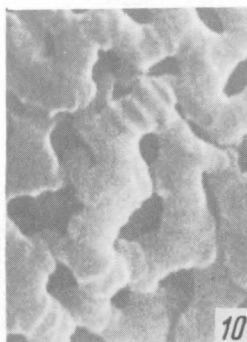
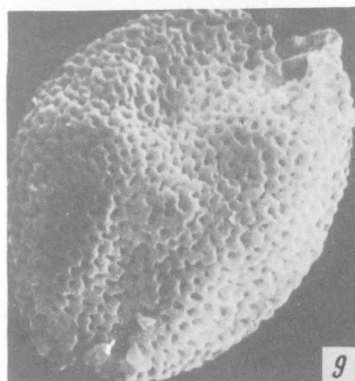
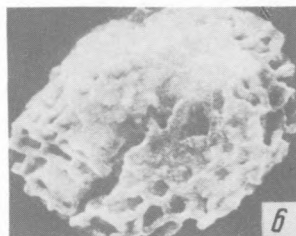
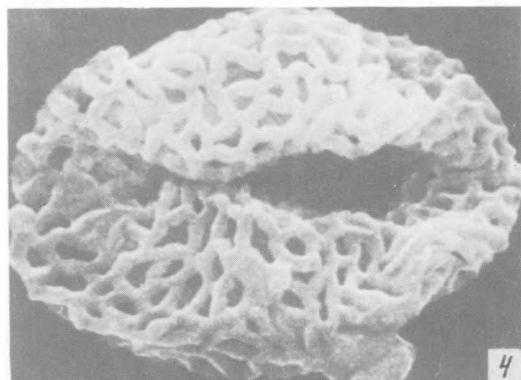
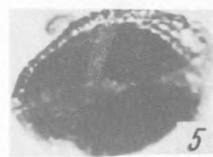
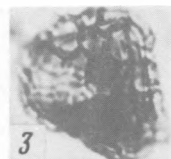
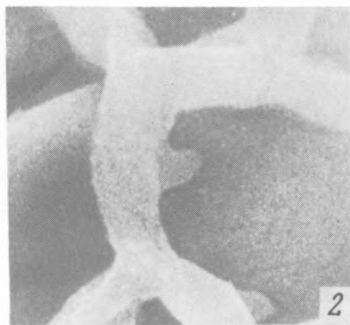
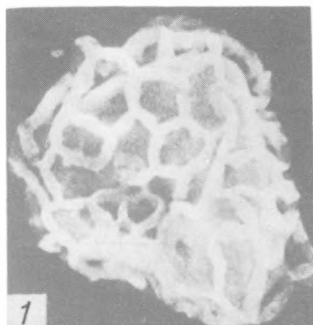
Сначала казалось, что такое единение должно основываться на большей "биологизации" в исследованиях МФ. Сам метод интерпретации кремнистых

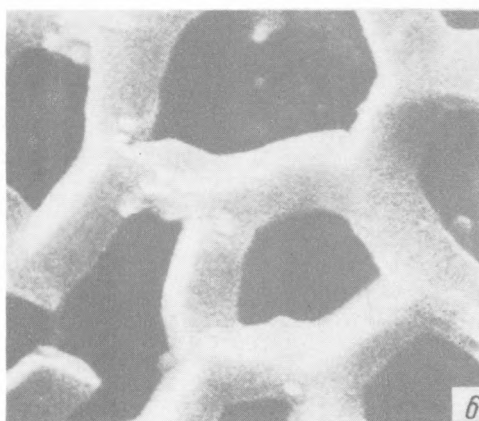
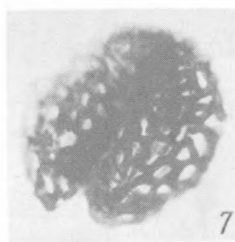
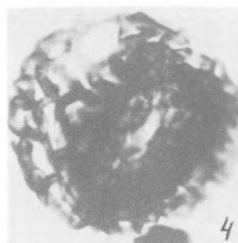
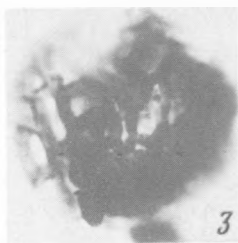
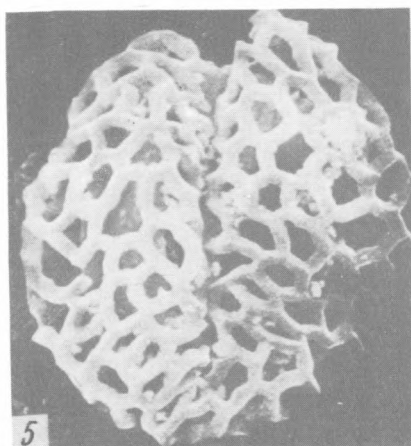
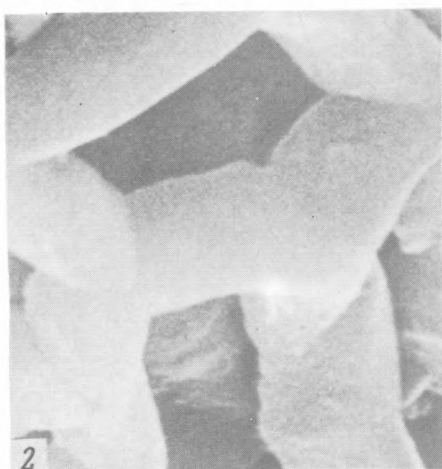
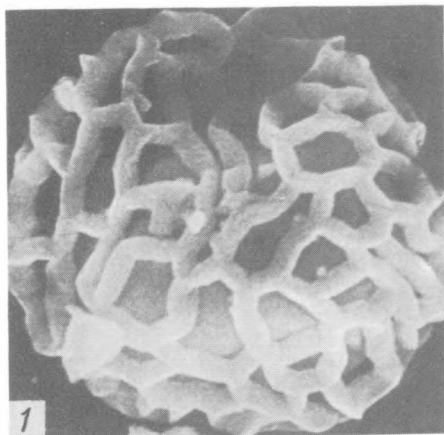


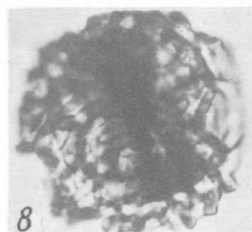
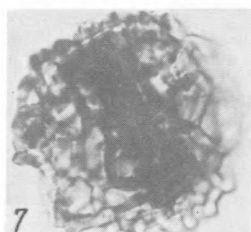
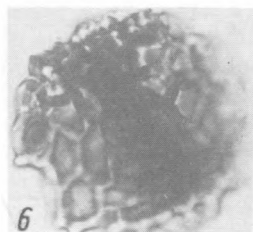
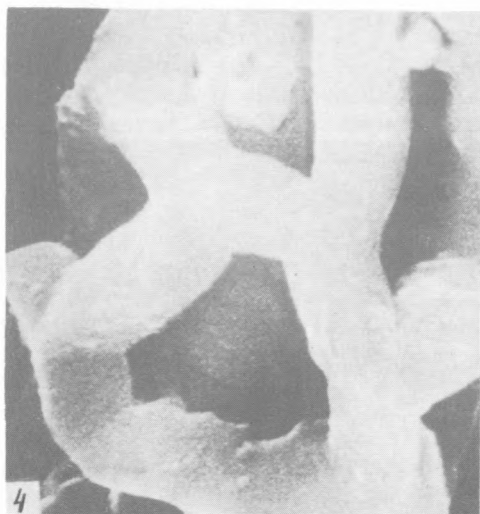
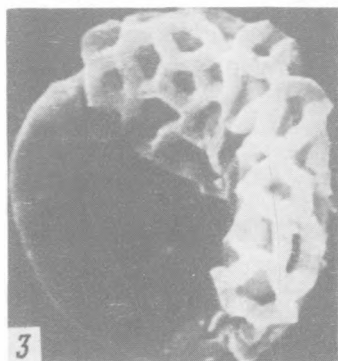
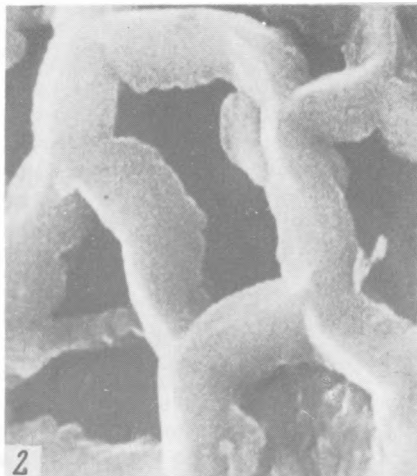
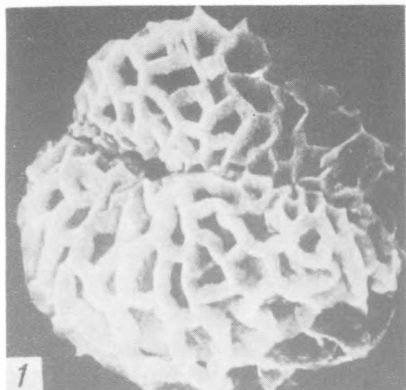


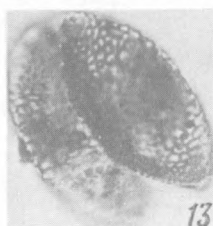
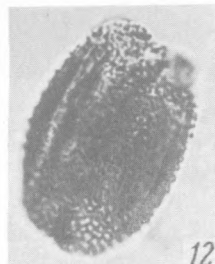
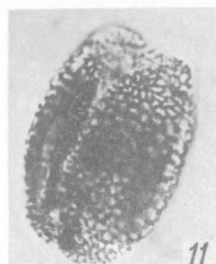
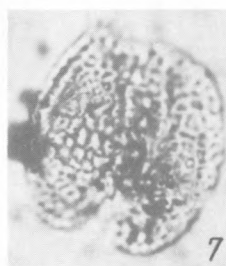
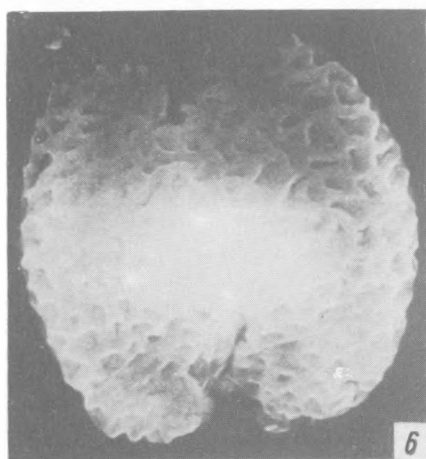
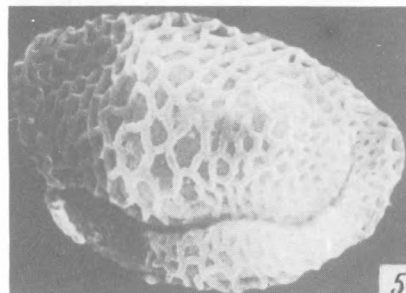
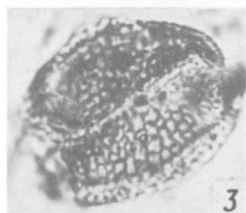
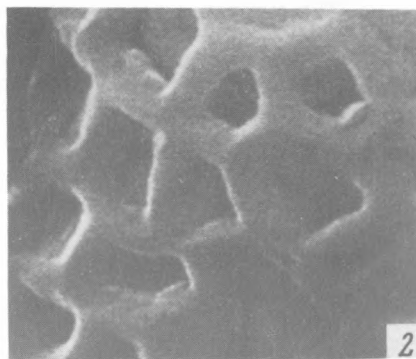
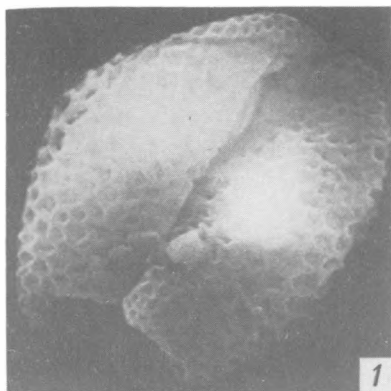












МФ был, казалось бы, прост и убедителен: рядом помещались изображения древних МФ и фактически неотличимых от них современных микроорганизмов; родам и видам МФ давали новые наименования (например, *Palaeolungbia*), но к таксонам более высоких порядков (главным образом цианобактерий) эти остатки относились без особых сомнений. Трубочатые образования *Eomycetopsis*, похожие на грифы, при первом описании были отнесены к грибам, находки внутри клеток некоторых МФ темных комков и сгустков, похожих на клеточные ядра и органеллы, явились основанием для отнесения этих МФ к остаткам эвкариот. Сначала такой подход был применен к кремнистым МФ, а затем и сходные органостенные МФ тоже стали включать в систему ныне живущих организмов [Герман, 1974, 1981а, б; Пятилетов, 1979; Янкаускас, 1980а, б; и др.].

Но уже к середине 70-х годов [Awramik et al., 1972; Hofmann, 1976; Golubic, Hofmann, 1976; Knoll, Golubic, 1979; и др.] было показано, что МФ могут представлять собой остатки организмов не только в их прижизненном виде, но и на разных стадиях посмертных преобразований. При этом происходит разрушение, а также изменение размеров и морфологии нитей, колоний и отдельных клеток, коллапсирование протоплазмы и др.

При этом совершенно различные по природе микроорганизмы дают морфологически сходные МФ. В то же время одни и те же микроорганизмы на разных стадиях изменений формируют МФ различной морфологии. Так, один вид цианобактерий *Mastigocladus laminosum* может образовать до 1,5—2 десятков морфологически различающихся форм сохранности, которые при окремнении или мумификации будут определены как совершенно различные МФ [Герасименко, Крылов, 1983].

"Биологическое" противопоставление органостенных МФ минерализованным (кремнистым) аргументировалось еще и тем, что кремнистые "биоты" считались остатками донных, прикрепленных к субстрату ценозов, а органостенные — планктонных. Отчасти эта точка зрения сохраняет свое значение (кремнистые МФ в строматолитах являются безусловно бентосными сообществами), но в каждом случае природу той или иной "микробиоты" надо выяснять и доказывать, а не принимать априорно.

Поскольку недостаточность критериев для обоснованного сближения ископаемых и современных микроорганизмов становилась все очевидней, В. Дивер и К. Пит [Diver, Peat, 1979] выступили с предложением классифицировать все докембрийские МФ как объекты неопределенного систематического положения. В дополнение к группе *Acritarcha*, охватывающей сфероморфные МФ, предлагается выделить группу *Cryptarcha*, включающую наиболее просто устроенные акритархи, нитчатые и колониальные коккоидные формы. При этом классификация МФ должна опираться на их реальную морфологию, а не на теоретические интерпретации, обобщения и предположения разной степени достоверности. Такой подход, по мнению его авторов, позволит также устранить различия в классификации кремнистых и органостенных МФ, поскольку те и другие получили бы равный статус среди выделенных групп.

Проблемы классификации имеют не только теоретическое значение. Они связаны в значительной степени с возможностью практического использования МФ для стратиграфии, поскольку предусматривают анализ лишь тех признаков, которые однозначно говорят о природе их носителей — древних микроорганизмов и обнаруживают определенные тенденции к закономерному изменению во времени.

Среди признаков, использовавшихся для биологической интерпретации остатков микроорганизмов, следует отметить "тетрадные рубцы", "клеточные ядра", "гетероцисты и акинеты", "тетрады эвкариот", "пилом", "гормогонии" и т.д. Появлению данных признаков придавалось огромное эволюционное и, как след-

стве, биостратиграфическое значение. В связи с этим кратко рассмотрим различные интерпретации некоторых структур и современные взгляды на их возможное происхождение.

Значительная часть коккоидных и некоторые нитчатые МФ включают темные шаровидные небольшие тела, обычно прикрепленные к внутренней стороне клеточной стенки. Они внешне чрезвычайно похожи на ядра или пиреноиды эвкариотных клеток зеленых водорослей и первоначально именно так и интерпретировались. Сначала такие структуры были найдены только в верхнерифейских отложениях формации Биттер-Спрингс верхнего рифея Австралии [Barghoorn, Schopf, 1965; Schopf, 1968; Schopf, Blacic, 1971] и формации Бек-Спрингс Калифорнии [Cloud et al., 1968]. Предполагалось, что появление "эвкариотных" организмов произошло около 1 млрд лет назад. Несколько позже МФ с подобными включениями были обнаружены в породах с возрастом около 2 млрд лет в формациях Ганфлинт [Barghoorn, 1971; Edhorn, 1973], Мак-Лири и Касегалик [Hofmann, 1976].

Но к этому времени, как уже упоминалось, рассматриваемые темные пятна и сгустки перестали считать несомненными остатками клеточных ядер или органелл. Х. Хофманн [Hofmann, 1976] продемонстрировал последовательные стадии образования подобных "органелл" за счет коллапсирования протоплазмы клеток. Интересной в этой связи была попытка применения трансмиссионной электронной микроскопии для сфероидов *Glenobotrydion aenigmatis* формации Биттер-Спрингс [Oehler, 1976], интерпретируемых Дж. Шопфом [Schopf, 1968] как зеленые водоросли. На ультратонких срезах *G. aenigmatis*, выделенных из кремня при помощи плавиковой кислоты, темные включения выглядели как непрозрачные тела неправильной шестиугольной формы с кристаллическими структурами внутри. Поскольку пиреноиды современных зеленых водорослей иногда содержат кристаллы, был сделан вывод об аналогичной природе темных включений внутри сфероидов *G. aenigmatis* [Oehler, 1976; Schopf, Oehler, 1976].

Однако такая интерпретация тоже не является единственной. М. Мюир [Muir, 1976] отметила, что наличие включений пирита довольно обычно для многих МФ. Образования, трактуемые Дж. Шопфом и Д. Ойлер как пиреноиды, могут оказаться остатками протоплазмы клеток как прокариотных, так и эвкариотных организмов, и надежных критериев для их различия пока не найдено [Golubic, Barghoorn, 1977; Knoll, Golubic, 1979; Knoll et al., 1978; Mendelson, Schopf, 1982; и др.].

Таким образом, темные комки и сгустки, наблюдаемые внутри клеток МФ, по современным представлениям, таксономического значения не имеют [Awramik, Barghoorn, 1977; Golubic, Barghoorn, 1977; Knoll, Golubic, 1979; McMenamin et al., 1983]. Иногда темные пятна в клетках имеют пережимы или распадаются на два новых; это рассматривалось как фиксация в ископаемом материале процесса митотического деления [Schopf, 1968, fig. 6]. Сейчас подобные структуры могут быть интерпретированы и как результат деления клеток (но не обязательно эвкариот), и как следствие неравномерно происходившего процесса дегградации цитоплазмы.

Среди доказательств эвкариотной природы некоторых МФ указывалась группировка сфероидов в тетрады, что считалось проявлением мейоза на ранних стадиях развития низших эвкариотных организмов [Schopf, Blacic, 1971; Oehler et al., 1976]. Однако было показано, что подобная группировка сферических клеток в тетрады может возникать как при распаде колонии после ее отмирания [Hofmann, 1976], так и в результате некоторого смещения клеток при делении обычных прокариотных организмов [Knoll, Golubic, 1979].

Если клетки были какое-то время сжаты, образуя тетрады, а затем распались, то на их поверхности могут образовываться треугольные складки и рубцы. Наличие подобных образований у МФ совсем не обязательно говорит о принадлеж-

ности этих остатков ни к эвкариотам [Knoll, Barghoorn, 1975], ни к наземной флоре [Волкова, 1976].

Существенным критерием при выяснении принадлежности морфологически простых микроорганизмов к эвкариотам или прокариотам можно считать их размеры. Клетки современных прокариотных организмов не превышают определенного предела; при этом весьма маловероятно существование прокариот с клетками крупнее 50—70 мкм [Schopf, 1977]. В ряде случаев при посмертных изменениях диаметр клетки увеличивается. Но даже если мы допустим двойное увеличение диаметра подобным путем, то все равно наличие МФ крупнее 100 мкм (а тем более 200 или 300 мкм), вероятнее всего, говорит об их эвкариотной природе. Крупные сфероморфные образования (близкие к *Chuar*) были встречены в породах группы Ропер Северной Австралии с возрастом более 1300 млн лет [Peat et al., 1978], в доломитах Бангл-Бангл Западной Австралии, имеющих возраст 1,6—1,7 млрд лет [Hofmann, Schopf, 1983], и в нижней части синия Китая (региосистема Чанчень), имеющей возраст около 1,8 млрд лет [Hofmann, Jinbiao, 1981]. Однако эти образования могут оказаться как остатками клеток, так и оболочками, окружавшими колонии цианобактерий. В последнем случае рассуждения о размерах теряют смысл.

Специфическим признаком эвкариотных организмов считается наличие шипов и выростов на поверхности сфероидов. Подобные МФ известны начиная с верхнего рифея или даже, возможно, из нижнерифейских отложений [Янкаускас, 1979, 1982а,б]. Но иногда образования, похожие на шипы, могут возникать при вторичных изменениях и деформации оболочек.

Несомненными эвкариотами считаются и гигантские слоевища многоклеточных водорослей, самое древнее местонахождение которых на сегодня также приурочено к дорифею Китая [Hofmann, Jinbiao, 1981]. Остатками эвкариот можно считать многочисленные разнообразные слоевища, обладающие сложным ветвлением, встреченные в верхнем рифее [Тимофеев и др., 1976; Тимофеев, Герман, 1979]. Из отложений верхнего рифея известны МФ, сходные с копулирующими клетками грибов [Герман, 1979].

При сравнении некоторых нитчатых МФ с цианобактериями исследователи отмечают сходство клеток определенной формы с акинетами, гетероцистами, гормогониями и т.п. [Cloud, 1976; Licari, Cloud, 1967; Awramik, Barghoorn, 1977]. Впрочем, акинетоподобные вздутия возникают при посмертных изменениях и других типов цианобактерий [Герасименко, Крылов, 1983, рис. 1, 3]. Увеличенные размеры могут иметь и отдельные клетки в трихомах, не являясь акинетами [Schopf, Blacic, 1971]. За гормогонии осцилляториевых цианобактерий могут быть иногда приняты обрывки трихомов.

Важное таксономическое значение для некоторых цианобактерий имеет форма терминальных клеток на концах трихомов, например, остроконечные "шипики" у *Schizothrix*, сужение трихомов к концам и наличие у терминальных клеток своеобразных колпачков у *Cephalophytarion* и *Calypsothrix* и т.п. Именно на основании подобных находок был отнесен к ривуляриевым род *Caudiculophycus* [Schopf, 1968]. Но подобные структуры могут возникать при усыхании, разложении и разламывании трихомов иных гормогониевых цианобактерий [Golubic, Barghoorn, 1977]. Возможно, именно такое происхождение имеют колпачки у трихомов, описанных Дж. Шопфом [Schopf, 1968] как *Cephalophytarion minuta* из формации Биттер-Спрингс и описанных Жангом С. *taenia* из формации Гаоюйчуань [Zhang, 1981]. Однако в некоторых случаях не исключено, что мы действительно имеем дело с прижизненными структурами цианобактерий.

Иногда в качестве признака родового ранга, например, при выделении рода *Contortothrix* Schopf, рассматривается закручивание трихома в плоскую спираль [Schopf, 1968]. Но такое скручивание нитей отмечается у различных нитчатых цианобактерий и обычно является реакцией организма на определенные условия

обитания [Горюнова и др., 1969]. Правильные плоские спирали могут говорить о благоприятных условиях; такие же спирали, но как бы свернутые в клубок, — о неблагоприятных.

Более интересны цилиндрические, похожие на "пружинки" спиральные формы (Obruchevelia, Heliconema), подобные современным цианобактериям рода Spirulina. Наиболее древнее местонахождение спирально-завитых форм — валюхтинская свита Патомского нагорья среднего или самих низов верхнего рифея [Головенко, Белова, 1983]. В верхнерифейских, вендских и кембрийских отложениях они получают широкое развитие. Однако посмертное пересыхание и закручивание нитей в спираль отмечается у многих гормогониевых цианобактерий [Golubic, Barghoorn, 1977]. При этом возникают структуры, весьма похожие на спирально закрученные МФ Palaeospirulina и Palaeospiralis из формации Ганфлинт [Edhorn, 1973; Awramik, Barghoorn, 1977; Hofmann, Schopf, 1983].

Использование микрофоссилий в стратиграфии докембрия

С конца 50-х годов делались неоднократные попытки использовать МФ, сначала только органостенные, а с середины 70-х годов и кремнистые, для расчленения и корреляции докембрийских отложений.

Одной из первых С.Н. Наумова [1960, 1968, 1974] выделила в верхнерифейско-вендских (по современным представлениям) отложениях Русской платформы 12 разновозрастных комплексов сфероморфных МФ, характеризующихся определенными доминирующими формами. Однако в связи с тем, что за диагностические признаки МФ С.Н. Наумова в ряде случаев принимала вторичные изменения оболочек, появившиеся в процессе фоссилизации [Eisenack, 1963; Волкова, 1965, 1974б], выделенные ею многочисленные комплексы не получили широкого признания.

Б.В. Тимофеев в сводке, посвященной древнейшим МФ Прибалтики [1959], и в последующих работах [1966, 1969] обосновал выделение крупных комплексов сфероморфид (дорифейского, рифейского и вендского) и установил наиболее характерные для них роды и виды. Он отмечал, что в дорифейских отложениях ведущая роль принадлежит сфероморфидам рода Protosphaeridium, в рифейских — Kildinella, а в вендских — родов Leiosphaeridia, Trachysphaeridium и пленкам Laminarites antiquissimus Eichw., среди которых впоследствии М.Б. Гниловская выделила несколько родов и видов вендотенид. В общем виде эти выводы Б.В. Тимофеева разделяют многие исследователи и в настоящее время.

Серьезные затруднения, возникающие при использовании органостенных МФ в стратиграфических целях, во многом связаны с отсутствием у исследователей единого мнения о таксономическом значении разных признаков акритарх (сфероморфид). Многие роды и виды были выделены по признакам, имеющим вторичное происхождение, поэтому комплексы акритарх не обнаруживали закономерного изменения во времени. Кроме того, различная оценка таксономического значения немногочисленных признаков докембрийских акритарх породила выделение большого числа слабо различающихся и по-разному понимаемых различными исследователями родов и видов. В итоге в пределах одного или соседних районов результаты исследований разных авторов были трудно сопоставимы. Так, для рифея и венда Восточно-Европейской платформы выдвинулось от 2 до 12 комплексов акритарх (сфероморфид), причем списки приводимых форм значительно различались [Наумова, 1960, 1968, 1974; Андреева, 1960, 1962, 1973; Волкова, 1964, 1968, 1969, 1973; Тимофеев, 1966; Шепелева, 1973; Асеева, 1976, 1978; и др.]. Еще более сложной задачей оказалось сопоставление комплексов докембрийских акритарх в удаленных районах, например в разрезах венда разных частей Сибири [Ильченко, 1966, 1973; Пыхова, 1969; Рудавская, 1973; и др.].

Широкое использование докембрийских МФ в стратиграфических целях долгое

время затруднялось крайне слабой изученностью МФ из наиболее полных разрезов верхнего кембрия и, в первую очередь, отсутствием детальной микрофитологической характеристики стратотипического разреза рифея на Южном Урале. Эта работа была в короткий срок проделана Т.В. Янкаускасом [1978, 1979, 1980а, б, 1982а,б; Келлер, Янкаускас, 1980]. Было показано разнообразие и различие комплексов акритарх и нитчатых органостенных МФ на различных уровнях уральского рифея, сделаны интересные попытки сопоставить их с аналогичными комплексами других регионов.

В настоящее время делаются попытки использовать МФ: 1) при создании местных и внутрорегиональных схем (десятки и первые сотни километров); 2) при межрегиональных сопоставлениях в пределах крупных площадей (до нескольких тысяч километров) и 3) при межконтинентальных сопоставлениях.

При внутрорегиональных стратиграфических исследованиях комплексы (ассоциации) МФ часто проявляют выдержанность на сравнительно широких расстояниях и в довольно узком стратиграфическом диапазоне. Так, в разрезах миньярской свиты верхнего рифея Южного Урала [Сергеев, Крылов, 1986] кремнистые МФ практически идентичны в разрезах бассейнов рек Инзер и Зилим, удаленных друг от друга на несколько десятков километров. Однако МФ из той же самой кремнистой камаелгинской толщи миньярской свиты в районе г. Миньяра, в 100 км севернее, имеют значительные отличия. Возможно, это связано с фациальными особенностями этих двух частей региона, которые влияли как на распределение микроорганизмов, так и на условия их сохранности.

Распределение органостенных МФ в рифейских отложениях Южного Урала и Башкирского Приуралья, по данным Т.В. Янкаускаса [1978, 1980а, б; 1982а, б и др.], имеет следующие особенности: в нижнерифейских отложениях бурзянской серии Южного Урала и Приуралья доминируют медкие акритархи рода *Leiominuscula* совместно с представителями родов *Satka*, *Turuchanica*, *Protosphaeridium* и колониальные формы *Symplassosphaeridium undosum* Jank. В юрматинской серии среднего рифея преобладают акритархи рода *Kildinella* с хорошо выраженными складками смятия и *Leiosphaerida bicrura* Jank. Здесь же впервые появляются акритархи родов *Nucellosphaeridium* и *Pterospermopsimorpha*. Кроме того, отмечены редкие колониальные коккоидные формы и трихомы. В основании зильмердакской и тукаевской свит верхнего рифея появляются своеобразные акритархи *Valeria lophostriata* (Jank.).

Выше по разрезу встречены богатейшие местонахождения органостенных МФ, представленных крупными, в том числе орнаментированными, акритархами родов *Chuaria*, *Trachyhystrichosphaera*, *Kildinella* и других, колониальными коккоидными МФ, многочисленными трихомами родов *Oscillatoriopsis*, *Cephalophytarion*, *Palaeoplyngbya*, *Calypthothrix*, чехлами *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Polytrichoides*, *Tortunema* и очень широкими формами *Plicatidium latum* Jank.

Микрофоссилии кудаша в целом близки к верхнерифейским, но испытывают существенное обеднение таксономического состава. Для вендских отложений Южного Урала и Башкирского Приуралья характерны крупные тонкостенные лейосферидии, акантоморфные акритархи *Baltisphaeridium pettagum* Jank., рудняны и кольцевидные чехлы *Cyrculinema mogilevica* Aseeva.

В одном из важнейших регионов развития рифейских отложений Сибири — Учуро-Майском — А.Ф. Вейсом установлено четыре комплекса органостенных МФ: I — учуро-аймчанский (нижний—средний рифей), II — керпыльский (средний—верхний рифей), III — лахандинско-уйский (верхний рифей) и IV — юдомский (венд).

¹ Названия комплексов происходят от названий серий, включенных в эти комплексы, возраст серий дается согласно решению совещания по докембрию Сибири [Решения..., 1982].

Помимо формальной разницы в списочном составе МФ, объединенных в эти комплексы, можно отметить и некоторые их качественные и количественные особенности.

1. Увеличение размеров одиночных сферических МФ от 100—150 мкм в I комплексе, до 400—450 мкм во II и до 3000 мкм в III.

2. Увеличение среднего размера МФ, входящих в состав колоний, от 20—22 мкм в I комплексе до 50 мкм и более — в более молодых отложениях.

3. Появление во II комплексе и значительное увеличение в III количества крупных ветвящихся слоевищ.

4. Увеличение диаметра чехлов нитчатых МФ от 12 мкм в I комплексе до 40 мкм во II и до 100—120 мкм в III.

5. Увеличение предельных диаметров трихомов от 30 мкм во II комплексе до 50 мкм в III.

6. Общее возрастание систематического разнообразия МФ (как коккоидных, так и нитчатых) снизу вверх.

7. Появление в III комплексе спирально-закрученных форм рода *Heliconema*, крупных сфероморфных оболочек с выростами и разнообразных по форме, размерам агрегатов МФ, похожих на некоторые низшие грибы.

В IV комплексе наблюдается некоторое относительное обеднение состава всех групп микрофоссилий, в особенности затрагивающее нитчатые формы. Вместе с тем появляются немногочисленные крупные асимметричные трубчатые или лентовидные образования (вендотениды?), мелкие акритархи с утолщенной периферической зоной (род *Bailikania*) и шиповатые формы (род *Micrhystryidium*).

В пределах 900-метровой формации Гаюйчжуань в Китае [Zhang, 1981] наблюдаются три последовательные ассоциации микрофоссилий, отличных друг от друга. В Северо-Восточной Австралии, в формациях Амелия, Барни-Крик и Балбирини группы Мак-Артур наблюдается три комплекса МФ, причем первый и третий при некоторых различиях достаточно сходны и резко отличаются от второго [Muir, 1976; Oehler, 1977; 1978]. Эти особенности микробиот прослеживаются на значительной площади и могут быть использованы при создании детальной местной стратиграфической схемы.

Межрегиональные и межконтинентальные корреляции основаны главным образом на однотипной последовательности в смене ассоциаций микрофоссилий разных регионов. Так, особенности, выявленные при изучении органостенных МФ верхнего докембрия Южного Урала, хорошо согласуются с основными особенностями распространения МФ в Скандинавии [Vidal, 1974, 1976, 1981a, b; Tynni, Donner, 1980; Vidal, Siedlecka, 1983], на Русской платформе [Шепелева, 1973; Рагозина, 1981; Сиверцева и др., 1981; Янкаускас, 1982a, б; и др.] и в ряде районов Сибири: на Енисейском кряже, Туруханском поднятии, в Учуро-Майском районе и др. [Тимофеев, 1966, 1969; Рудавская, Флоров, 1974; Тимофеев и др., 1976; Волкова, 1981; Колосов, 1982; Вейс, 1983, 1984; и др.].

В перечисленных районах наиболее существенные изменения в составе органостенных МФ наблюдаются вблизи двух рубежей. Первый имеет радиометрический возраст около 1000—1100 млн лет (т.е. близок к границе среднего и верхнего рифея). Выше этого уровня резко увеличивается размер акритарх, среди которых появляются акантоморфные и стриатные формы, возрастает разнообразие и сложность строения нитчатых форм, появляются крупные ветвящиеся слоевища. Второй рубеж проходит вблизи нижней границы венда и имеет возраст около 600—620 млн лет. В начале венда сокращается разнообразие акритарх, среди которых появляется ряд форм, не известных в более древних отложениях; появляются своеобразные нитчатые формы — рудняны — и повсеместно встречаются крупные слоевища вендотенид.

Однако при широких корреляциях фациальные особенности начинают сказываться гораздо отчетливее, чем при внутрорегиональных сопоставлениях. Наиболее

наглядно, это было показано на примере нижнепротерозойских формаций Ганф-линт и Бивабик оз. Верхнего и формаций Мак-Лири и Касегалик группы Белчер Гудзонова залива. Эти отложения коррелируются между собой достаточно уверенно, однако встреченные в них ассоциации кремнистых МФ имеют значительные различия, хотя и содержат ряд общих, очень характерных форм: *Kakabekia*, *Eosphaera*, *Huronispora*, *Gunflintia* и др. [Barghoorn, Tyler, 1965; Hofmann, Jackson, 1969; Hofmann, 1976; Awramik, Barghoorn, 1977; Hofmann, Schopf, 1983]. Ассоциация микрофоссилий группы Белчер в целом оказалась более похожей на ассоциацию из верхнерифейских отложений формации Биттер-Спрингс Австралии [Hofmann, 1976].

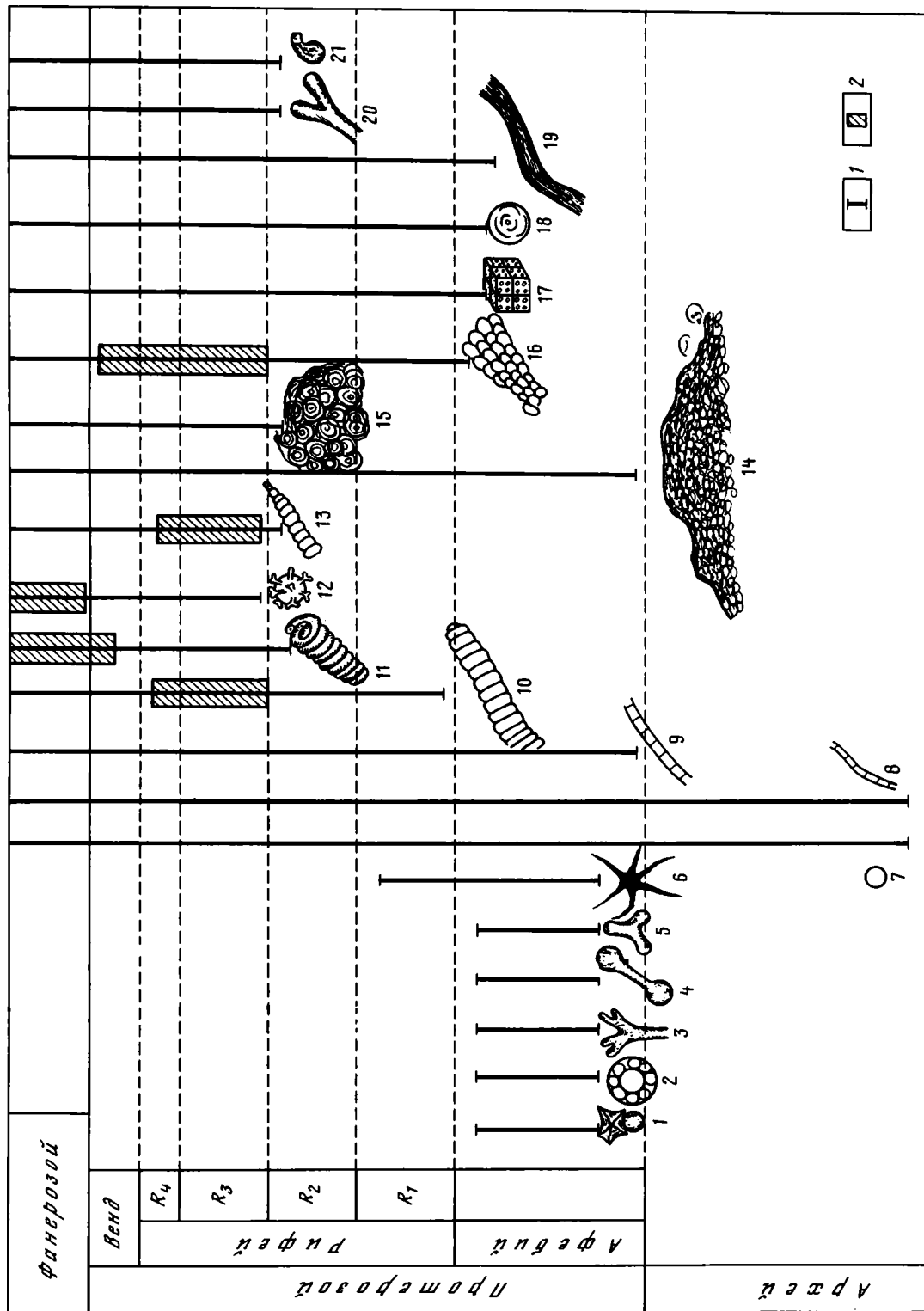
Значительно сложнее обстоит дело, когда мы пытаемся сравнивать разновозрастные ассоциации окремненных и органостенных МФ. Одна из наиболее хорошо изученных ассоциаций кремнистых МФ детально описана из формации Биттер-Спрингс Центральной Австралии [Schopf, 1968; Schopf, Blacio, 1971]. Сходные ассоциации органостенных МФ описаны из мироедихинской свиты Туруханского района [Герман, 1974; Вейс, 1984], лахандинской серии (лахандинско-уйский комплекс) Учуро-Майского района [Тимощев, Герман, 1979; Герман, 1981а, б], а также зильмердакской и подинзерской свит Южного Урала [Янкаускас, 1982а, б].

Примечательно, что во всех этих биотах присутствует спиральнозавитая форма *Heliconema* Schopf. Эта ассоциация выглядит особенно перспективной для корреляции еще и потому, что ее МФ встречены как в кремнистых, так и в глинистых толщах. Вместе с тем в миньярской свите Южного Урала, приблизительно одновозрастной формации Биттер-Спрингс, встречена богатейшая ассоциация кремнистых коккоидных МФ, но нитчатые формы резко отличны от МФ из Австралии: в миньярской свите преобладают пустотелые чехлы нитей и практически отсутствуют многоклеточные трихомы. Возможно, это может говорить о фациальных различиях, но не исключено, что дело заключается просто в разных формах сохранности одних и тех же микроорганизмов.

Вообще пока для докембрия можно говорить скорее о приуроченности тех или иных МФ к определенным типам пород, а не о действительно палеофациальной обстановке. Исключения (например, работы канадских исследователей) редки. Тем не менее можно отметить перспективность таких МФ, как *Eoentophysalis*, для будущей углубленной разработки этого метода. Современные энтофизалисовые цианобактерии характерны для нижних частей литорали теплых гиперсолесных водоемов, отделенных от открытых морских и океанических пространств (Персидский залив, залив Шарк в Австралии, лагуны Калифорнийского залива). С учетом литологии пород, в которых встречены *Eoentophysalis*, предполагают сходные условия и для их докембрийских местонахождений [Hofmann, 1976; Golubic, Hofmann, 1976; Knoll, Golubic, 1979; Horodysky, Donaldson, 1980; Сергеев, 1984]. Этот тип МФ широко распространен в докембрийских кремнисто-карбонатных толщах, что может свидетельствовать о развитии в докембрии мелководных теплых, иногда пересыхающих лагун и заливов.

В последние годы проблемы фациального анализа привлекают все большее и большее внимание. Почти во всех работах описанные ассоциации МФ связываются с определенными условиями обитания. В ряде работ биостратиграфические возможности тех или иных комплексов МФ ставятся в зависимость от их палеоэкологической приуроченности [Knoll, 1984; Knoll, Calder, 1983].

Мы уже упоминали об определенных тенденциях в изменении комплексов ассоциаций от низов докембрия к его более верхним частям [Schopf, 1977; Hofmann, Schopf, 1983; Янкаускас, 1982а, б; и др.]. Однако каждая новая находка может внести значительные изменения в сложившиеся представления, причем в целом можно отметить общую тенденцию к постоянному удвевнению принятых ранее уровней и рубежей. Так, широкие трихомы *Palaeolynge-*



bia, считавшиеся верхнерифейскими, были обнаружены в более древних отложениях: в группе Ропер Австралии [Peat et al., 1978], в формации Гаюйчжуань Китая [Zhang, 1981] и в саткинской свите Южного Урала (материал авторов). То же происходит и с "гигантскими" чуариаморфными МФ, которые, кроме верхнего рифея [Schopf, 1977], были встречены в породах группы Ропер [Peat et al., 1978], в дорифейских доломитах Австралии [Hofmann, Schopf, 1983] и Китая [Hofmann, Jinbiao, 1981].

И все же среди рубежей, отмечающихся в распределении МФ докембрия, наиболее отчетливой пока является граница среднего и верхнего рифея. Вблизи этого уровня появляются спирально-цилиндрические формы, крупные шиповатые органостенные МФ, усложняется морфология многоклеточных трихомов, появляются колонии более крупных эознтофизалисов (рис. 4).

В настоящее время интерес стали привлекать крупные МФ вазовидной формы с апертурой на конце. Они были обнаружены в позднедокембрийских отложениях Северной Америки, Бразилии, Шпицбергена и других регионов [Bloeser et al., 1977; Fairchild et al., 1978; Knoll, Calder, 1983]. Эти ископаемые, детально изученные в отложениях группы Чуар Большого Каньона р. Колорадо, были формально описаны как род *Melanocyrrillum* [Bloeser, 1985].

Долгое время МФ с выростами и шипами были известны при изучении только в мацерациях, и лишь недавно они были обнаружены в кремнистых породах [Knoll, Calder, 1983; Knoll, 1984]. По-видимому, в кремнистых фациях сохраняются преимущественно мелководные сообщества, в то время как в глинистых толщах захоронялись преимущественно остатки МФ, обитавших в открыто-морских частях древних бассейнов. Когда кремнезем поступал в относительно удаленные от берега фации, мы встречаем те же МФ, что и в глинистых породах, в том числе и шиповатые формы [Knoll, 1984].

Наиболее резкую смену комплексы МФ испытывают вблизи нижней границы кембрия, выше которой наблюдается широкая и повсеместная новелитная экспансия шиповатых форм [Волкова, 1968, 1969, 1973, 1985; Волкова и др., 1979, Vidal, Knoll, 1983; Крылов и др., 1986]. Хотя детали этого события пока еще не ясны, совершенно очевидно, что главным его содержанием была смена доминировавшего в докембрии морфологически простого, в основном прокариотного планктона, относительно более сложным эукариотным планктоном фанерозоя [Vidal, Knoll, 1983].

Заключение

Приведенный обзор показывает наличие больших трудностей, связанных с изучением и практическим использованием МФ для стратиграфии.

Основные пути решения этих проблем представляются нам следующим образом.

1. Объединение усилий специалистов в изучении всех типов МФ. Сейчас можно считать, что кончается время противопоставления органостенных и крем-

Рис. 4. Распределение основных типов микрофоссилий в докембрийских отложениях

1 — распространение таксонов МФ, 2 — интервал их максимального распространения. 1—6 — МФ ганфлинского типа: 1 — *Kakabekia*, 2 — *Eosphaera*, 3 — *Archaeorestis*, 4 — *Xenothrix*, 5 — *Exochobrachium*, 6 — *Eoastrion*; 7 — сферические микрофоссилии; 8—10 — многоклеточные трихомы: 8 — менее 10 мкм, 9 — более 10 мкм, 10 — более 35 мкм; 11 — спирально-цилиндрические микрофоссилии; 12 — формы с шипами и выростами; 13 — трихомы со сложной морфологией (колпачки на конце, яйцевидная форма клеток и т.д.); 14—17 — колонии: 14 — палмеллоидные *Eoentophysalis belcherensis* из многих сотен сферондов, образующих отчетливые слоевища, 15 — эознтофизалисов с диаметром сферондов более 20 мкм, 16 — из параллельных рядов сферондов плеурокапсовидного облика, 17 — кубической формы; 18 — гигантские сфероморфные фоссилии типа *Chuaria*; 19, 20 — слоевища: 19 — мегаскопические, типа *Tygasotaenia*, 20 — вставящиеся, типа *Ulophyton*; 21 — образования, сходные с копулирующими клетками грибов

нистых МФ, но настоящего объединения сил в их исследовании еще не произошло.

2. Выводы о стратиграфическом использовании МФ должны опираться прежде всего на эмпирически получаемые данные, все более и более уточняемые тщательным изучением фактического материала. Этот подход всегда был и, очевидно, надолго останется основой биостратиграфии. Теоретические же представления о том, что "должно быть" или чего "не может быть" по таким-то умозрительным соображениям, могут учитываться только как материал для размышлений, а не как выявление закономерности.

3. Необходимо изучать весь комплекс ископаемых микроорганизмов, но при этом следует наметить ряд групп для первоочередных детальных исследований (например, нитчатые МФ или коккоидные МФ с шипами и выростами).

4. Все эти исследования возможны только на надежной, постоянно уточняемой и укрепляемой регионально-стратиграфической основе.

5. Углубление биологизации исследований, понимаемой, однако, не как формальное морфологическое сравнение ископаемых МФ с живыми микроорганизмами. Современные сообщества микроорганизмов — это сложные системы, в которых каждой группе отведено определенное место. Мало "знать" тот или иной организм, важно понять его место и роль в общей цепи. Биологизация изучения МФ означает прежде всего выявление всего многообразия древнего микромира, сравнение его с современным и выяснение его истории.

6. Наконец, работы, проводимые многими исследователями в разных учреждениях и разных странах, требуют однозначно понимаемой терминологии и номенклатуры. Пока невозможно ожидать чудодейственного и мгновенного рождения единой системы, но необходимо договориться о строгости и однозначности диагнозов, о максимально унифицированном стиле описаний, о продолжении регулярных коллоквиумов, обсуждающих эти проблемы. Разумеется, главнейшим условием при этом является надежное хранение и доступность всех типовых образцов.

ЛЕДНИКОВЫЕ ГОРИЗОНТЫ И ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

В верхнем докембрии и особенно в венде для региональных, межрегиональных и межконтинентальных корреляций часто используются ледниковые горизонты. Однако существующие оценки их стратиграфического значения весьма различны и колеблются от очень высоких [Чураков, 1941; Harland, 1965; Зубцов, 1972, 1984; Салоп, 1982] и более осторожных положительных [Чумаков, 1978] до скептических в разной степени [Trompette, 1982; Келлер, 1983] и отрицательных [Crawford, Daily, 1971]. Эти расхождения объясняют необходимость проанализировать и заново осмыслить имеющиеся данные.

Ледниковые горизонты верхнего докембрия

Потенциальные стратиграфические возможности докембрийских ледниковых отложений давно привлекали внимание исследователей [Tchurakov, 1932; Хоуэлл, 1940; Harland, 1965; и др.]. Попытки практически реализовать эти возможности долго ограничивались недостаточным уровнем знаний и имели характер узко региональных корреляций или, напротив, весьма общих дедукций. Успехи в стратиграфии, биостратиграфии и геохронологии докембрия, а также в геологии ледниковых отложений, достигнутые за последние 15—20 лет, поставили стратиграфическое использование докембрийских ледниковых отложений на реальную основу. В частности, удалось выделить в докембрии ряд региональных ледниковых горизонтов (гляциогоризонтов). Каждый из гляциогоризонтов объединяет приблизительно одновозрастные ледниковые свиты, реже серии или части тех

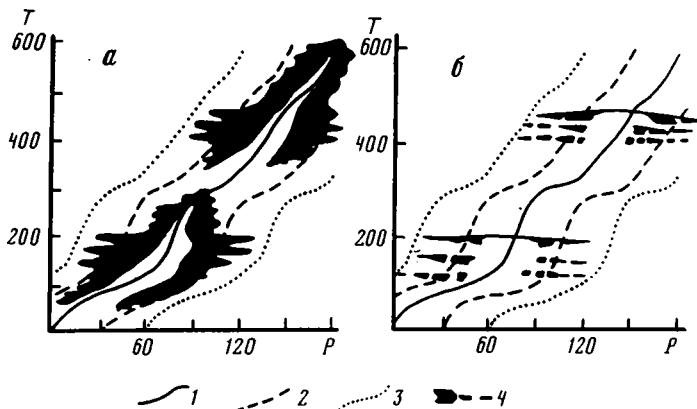


Рис. 5. Две пространственно-временные модели формирования ледниковых комплексов на континенте или суперконтиненте, дрейфующем через полюс, составленные, исходя из предположения о постоянстве полярных ледниковых шапок на Земле (а), о ледниковых и межледниковых эрах, ледниковых и межледниковых периодах (б) [Chumakov, 1981]

1 — положение полюса; 2, 3 — положение широт: 2 — 60°, 3 — 30°; 4 — ледниковая седиментация; T — геологическое время, млн лет; P — кажущееся смещение полюса, град

и других в пределах крупных геологических областей [Чумаков, 1971; Зубцов, 1972].

В ряде случаев ледниковые горизонты расчленяются на ледниковые и межледниковые подгоризонты, имеющие более ограниченное распространение. Гляцио-горизонты группируются в ледниковые комплексы, которые разобщены мощными неледниковыми толщами. Для стратиграфии верхнего докембрия наибольшее значение имеют ледниковые горизонты, так как они представляют собой легко обособляемые тела, трассируемые геологическими методами на значительные расстояния и, по-видимому, образовавшиеся за сравнительно непродолжительные, с точки зрения геологии докембрия, периоды времени — порядка нескольких миллионов — первых десятков миллионов лет [Chumakov, 1981, 1985].

В позднем докембрии разных континентов сейчас известно более полутора десятков региональных гляциогоризонтов, частично сопоставляемых между собой [Чумаков, 1978]. Их большое значение для региональных корреляций общепризнанно, а относительно возможности более далеких корреляций наметилось два подхода, связанных с разными палеоклиматическими воззрениями. Многие исследователи полагают, что условия для оледенений существуют в полярных областях постоянно и что вследствие дрейфа континента (или суперконтинента) через эти области на нем образуется обширный по площади комплекс ледниковых отложений, постоянно омолаживающийся по направлению кажущегося движения полюса [Crawford, Daily, 1971; Crowell, 1977, 1983; Deynoux et al., 1978; и др.]. Поскольку известно, что дрейф континентов — процесс довольно медленный, то допускается, что разница в возрасте образовавшегося ледникового комплекса большая — сотни миллионов лет (рис. 5а). Разные континенты могут проходить через полярные области в разное время и поэтому образующиеся на них ледниковые комплексы по возрасту могут оказаться несопоставимыми. Естественно, что в свете этих идей корреляционное значение ледниковых горизонтов оценивается отрицательно.

Фанерозойские палеоклиматические реконструкции свидетельствуют, однако, что представления о постоянстве ледниковых условий в околополярных областях Земли не верны, ибо оледенения являются главным образом результатом эпизодических глобальных климатических минимумов, во время которых оледенения могли охватывать не только высокие, но и средние широты [Чумаков, 1984].

Возраст, млн лет	Северная Америка	Европа	Азия	Африка	Австралия
ϵ_1					
560 ± 10					
V					
650 ± 20					
R_3					
1000 ± 50					
R_2					
1350 ± 50					
R_1					

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13

Рис. 6. Основные ледниковые горизонты верхнего докембрия и их стратиграфическое положение [Chumakov, 1981, с дополнениями]

1, 2 — ледниковые горизонты: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые; 3 — возможные возрастные пределы ледниковых горизонтов; 4 — несогласия; 5 — ледниковые подгоризонты; 6, 7 — фауны нижнего кембрия: 6 — трилобитовые, 7 — дотрилобитовые; 8 — находки *Sabellidites*; 9 — находки и комплексы *Vendotaenides*, 10 — бесскелетные *Metazoa*; 11, 12 — комплексы: 11 — микрофитолитов, 12 — строматолитов; 13 — элементы комплексов микрофитолитов (а) и строматолитов (б); II, III, III₁, III₂, IV, V — комплексы микрофитолитов и строматолитов R₂, R₃, R₃¹, R₃², R₄+V, E₁ соответственно; цифры — изотопный возраст, млн лет: K, R, R*, U — K-Ar, Rb/Sr, Rb/Sr изохронный, U—Pb — методы датирования соответственно; g, δ, p, z, γ, ε, m, u, h — объекты датирования: глауконит, диабазы, глинистые породы, цирконы, граниты, эффузивы, слюды, уранинит, галенит соответственно

Есть поэтому основание считать, что ледниковые горизонты формировались приблизительно одновременно на разных континентах.

Важным обстоятельством для оценки стратиграфического значения ледниковых горизонтов является и то, что разрезы ледниковых комплексов, как в фанерозое, так и в докембрии, имеют ритмичное строение, обусловленное чередованием ледниковых и межледниковых горизонтов. Благодаря такой дискретной структуре событий ледниковые горизонты образуют в разрезах ледниковых комплексов самостоятельные тела, разделенные соизмеримыми по объему межледниковыми горизонтами (см. рис. 5, б). Диахронность разрезов каждого ледникового горизонта в этом случае не может превышать длительность соответствующего ему ледникового периода, которая оценивается, как уже говорилось, в миллионы — первые десятки миллионов лет. В стратиграфии докембрия такой величиной сейчас можно пренебречь.

В свете этих данных корреляционное значение ледниковых горизонтов и в региональном, и в более широких масштабах может быть оценено положительно. Однако при межрегиональных и межконтинентальных сопоставлениях совершенно необходимо использовать их совместно с другими методами телекорреляции. Последние должны исключать корреляцию разновозрастных ледниковых горизонтов, различать которые между собой без дополнительных стратиграфических данных мы пока не умеем.

Исходя из этих представлений, а также конкретных геологических, биостратиграфических и радиологических данных, были скоррелированы многие региональные ледниковые горизонты и установлено, что не менее двух ледниковых периодов было в верхнем рифее и два в венде (рис. 6). При современной недостаточной изученности протерозоя ряда континентов и малой точности применяемых в докембрии методов корреляций надежно установить стратиграфические взаимоотношения ряда гляциогоризонтов и ледниковых свит еще трудно. Поэтому предлагаемая последовательность ледниковых событий в верхнем докембрии не является общепризнанной и должна рассматриваться как предварительная. В свете имеющихся корреляционных расхождений¹ еще преждевременны попытки [Hambrey, Harland, 1985] выделить в позднем докембрии глобальные ледниковые периоды и закрепить их последовательность собственными названиями. Таким образом, хотя теоретически глобальный характер ледниковых периодов и глобальный характер соответствующих им ледниковых подразделений сомнений не вызывают, из-за отсутствия убедительных корреляций ледниковые горизонты остаются пока региональными подразделениями.

¹ Сравните три варианта корреляций лапландского, наньтоуского и эганского горизонтов [Chumakov, 1981; Harland et al., 1982; Cloud, Glaessner, 1982; Келлер, 1983], два варианта корреляций лапландского гляциогоризонта с северогренландскими тиллитами [Чумаков, 1974, 1978; Хоментовский, 1976], а также корреляцию тиллитов Северо-Западной Австралии между собой [Preiss, Forbes, 1981]. Частично эти расхождения вызваны переоценкой возможности радиогеохимической. Ярким примером трудностей, возникающих при корреляции по изотопным датировкам, являются расхождения в оценке возраста нижней границы кембрия, достигающие 85 млн лет [Chen et al., 1981; Odin et al., 1983].

Уже в результате первых палеомагнитных исследований конца 50-х — начала 60-х годов были сделаны неожиданные выводы об образовании позднекембрийских ледниковых отложений в низких палеоширотах [Harland, Bidgood, 1960; Bidgood, Harland, 1961; Girdler, 1964]. Последующие палеомагнитные исследования ряда других верхнедокембрийских ледниковых отложений привели к сходным заключениям [Piper, 1973; Tarling, 1974; Morris, 1977; Hambrey et al., 1981; Zhuhong, 1983; и др.].

Парадокс низкоширотных верхнедокембрийских оледенений сразу привлек внимание ученых разного профиля. Для его объяснения было выдвинуто несколько гипотез, порою весьма экстравагантных.

Проще всего, конечно, было предположить, что многочисленные тиллоитоподобные отложения (тиллоиды) верхнего докембрия не являются в действительности ледниковыми. Эта гипотеза казалась некоторым исследователям [Клитин, 1965; Schermerchorn, 1974; и др.] наиболее правдоподобной еще и потому, что диагностика древних и особенно докембрийских ледниковых отложений представляет определенные трудности. Детальное изучение многих местонахождений верхнедокембрийских тиллоидов на разных континентах [Чумаков, 1968; Бессонова, Чумаков, 1969; Зубцов, 1972; Dow, 1965; Isotta et al., 1969; Spenser, 1971; Trompette, 1973; Young, 1976; и др.] подтвердило, однако, что важнейшие из них являются ледниковыми образованиями, т.е. тиллитами. Поэтому даже самая тщательная разбраковка верхнедокембрийских тиллитов и тиллоидов не устраняет рассматриваемого парадокса.

Вторая гипотеза, в противоположность первой, исходила из того, что почти все тиллоиды верхнего докембрия являются тиллитами и принадлежат приблизительно к одному "инфракембрийскому" стратиграфическому уровню [Harland, 1965]. Очень широкое распространение этих тиллитов и низкие палеомагнитные широты некоторых из них, согласно этой гипотезе, свидетельствуют об исключительно сильном похолодании и почти глобальных масштабах "инфракембрийского" оледенения, во время которого ледники или айсберги достигали экваториальных широт. Хотя в дальнейшем было признано, что верхнедокембрийские тиллиты принадлежат трем—пяти протяженным, но все же территориально ограниченными и разновозрастными ледниковым горизонтам [Чумаков, 1975; Williams, 1975; Hambrey et al., 1981; и др.], существующие и вновь получаемые данные о низких палеоширотах ледниковых отложений продолжают поддерживать популярность гипотезы глобальных верхнедокембрийских оледенений [Hambrey, Harland, 1985]. Влияние этой гипотезы ощущается и в представлениях о двух всемирных "эпипротерозойских" оледенениях [Салоп, 1982].

Определенной поддержкой пользуется и третья гипотеза, которая объясняет экваториальные оледенения верхнего докембрия значительно большим углом наклона земной оси в это время [Williams, 1975]. При угле наклона оси вращения сферического тела к эклиптике более 54° его экваториальные широты получают меньше солнечного тепла, чем полярные области. При значительном общем похолодании низкие широты такой планеты могут подвергнуться оледенению. В качестве геологического подтверждения такой возможности привлекаются особенности верхнедокембрийских ледниковых отложений, для которых получены низкие палеошироты. Считается, что присутствие карбонатных пород и железных руд в некоторых из них указывает на крупные климатические колебания на Земле, а варвы и мерзлотные клинья — на резкие сезонные колебания. Последние возможны в низких широтах, только при значительном наклоне земной оси. Сходный эффект, по мнению некоторых исследователей, может давать, впрочем, и многократное увеличение скорости прецессии, вызванное возмущающим воздействием Луны [Malcuit, Winters, 1980].

Заканчивая перечень основных гипотез, порожденных "верхнедокембрийскими низкоширотными оледенениями", следует еще упомянуть предположение о том, что в верхнем докембрии Земля, подобно Сатурну, имела ледяное кольцо, которое затеняло ее экваториальный пояс и способствовало возникновению оледенений в низких широтах [Crowell, 1983]. Это смелое предположение наглядно свидетельствует о том, насколько далеко от геологических фактов и явлений ушли сейчас мысли исследователей в поисках объяснения рассматриваемому парадоксу.

Возвращаясь на геологическую почву, важно отметить, что каждая из перечисленных гипотез не только предполагает разную корреляционную ценность ледниковых горизонтов, но и ставит под сомнение возможность использования актуалистического метода при изучении верхнего докембрия. Проблема низкоширотных оледенений имеет поэтому для геологии докембрия не только стратиграфическое, но и более широкое значение. Одним из путей проверки реальности упомянутых гипотез могут быть палеоклиматические реконструкции, поскольку каждой из этих гипотез должен соответствовать свой тип климатической зональности. Ниже, на примере венда, наиболее изученного и самого короткого докембрийского стратиграфического подразделения, предпринята попытка реализовать этот путь.

Методика палеоклиматических реконструкций

В основу реконструкций положены палеоклиматические индикаторы и недавно опубликованные глобальные палеомагнитные реконструкции для венда [Mogel, Irving, 1978; Piper, 1982; Осипова, 1981; Храмов, 1983; Монин и др., 1986].

Палеоклиматические индикаторы применялись для реконструкций фанерозойской зональности неоднократно [Lotze, 1957; Рухин, 1959; и мн. др.], но убедительнее всего их значение показано Н.М. Страховым [1960]. Однако, вопреки его мнению, для палеоклиматологии фанерозоя особенно плодотворным оказалось совместное использование палеоклиматических индикаторов и мобилистских реконструкций [Drewry et al., 1974; Frakes, 1979; Ziegler et al., 1979; Форш, Храмов, 1961; Жарков, 1978; Ушаков, Ясаманов, 1984; Чумаков, 1984; и др.].

Опыт и результаты палеоклиматических реконструкций для фанерозоя представляют для решения поставленной задачи большой интерес. Палеоклиматические индикаторы располагаются на мобилистских палеогеографических реконструкциях фанерозоя в основном субширотными зонами, закономерно сменяющимися друг друга от экватора к полюсам. Индикаторы теплого климата последовательно сменяются в этом направлении индикаторами более холодного климата, что в большинстве случаев позволяет выделить древние климатические зоны. Путем сравнения ряда реконструкций удастся уловить и характер изменений климатической зональности на Земле в фанерозое [Чумаков, 1984], и более общие черты ее, не зависящие от этих колебаний. Для кайнозоя, мезозоя, позднего и среднего палеозоя было установлено, что в низких широтах (20—50°) устойчиво сохранялись северный и южный пояса эвапоритов, отвечающие аридным зонам.

Между ними в большинстве временных интервалов от палеогена до среднего палеозоя удастся проследить пояс латеритов, бокситов, рифов и каменных углей с теплолюбивой флорой, определяющих экваториальную гумидную зону. В средних и высоких широтах в фанерозое во время оледенений располагались пояса индикаторов умеренно холодного и холодного климатов (каменные угли, флора умеренно холодной зоны, ледовые и ледниковые отложения). Во время теплых периодов и эр в средних, иногда части высоких широт были распространены индикаторы гумидного теплого климата (латериты, бокситы, рифовые постройки, каменные угли, теплолюбивая флора и фауна), в высоких же широтах — индикаторы умеренно теплого климата (каменные угли, умеренно теплолюбивая флора).

Таким образом, в фанерозое на Земле чередовались два типа климатической зональности (ледниковая и термальная). В то же время сохранялись главные климатические закономерности: отчетливая широтная зональность, наличие двух аридных зон в низких широтах и постепенное похолодание от экватора к полюсам. Эти устойчивые черты отражают активный положительный тепловой баланс экваториальной и тропических областей и многоячейный характер меридиональной атмосферной циркуляции, обеспечивающей их теплообмен с более холодными полярными регионами.

В раннем палеозое количество надежных индикаторов климата меньше, чем в вышележащих отложениях, так как отсутствуют каменные угли и почти неизвестны латериты с бокситами. Отсутствовали в это время также наземная флора и фауна, играющие столь важную роль при расшифровке палеоклиматов в более молодые периоды. Вследствие этого в раннем палеозое очень трудно выделить гумидные зоны. Малое количество палеоклиматических индикаторов в нижнепалеозойских отложениях вынуждает избирать для реконструкций более крупные стратиграфические отрезки, чтобы достичь плотности индикаторов, необходимой для трассирования климатических зон.

По этой причине была составлена одна общая климатическая схема для всего ордовика и раннего силура — временного интервала, длительность которого по последней геохронологической шкале составляет 85 млн лет [Харленд и др., 1985]. На этой схеме удалось выделить только два пояса [Чумаков, 1984]: в низких широтах — пояс эвапоритов, доломитов и рифогенных пород, объединяющий две аридные и, по-видимому, экваториальную зоны; в средних и высоких широтах Южного полушария — пояс, в котором вышеупомянутые породы не известны, а среди терригенных толщ спорадически появляются ледниковые породы (верхний ордовик, нижний силур). В средних и высоких широтах Северного полушария в это время, по-видимому, не было значительных массивов суши, по крайней мере из числа тех, которые известны сейчас. Поэтому характер ордовикско-нижнесилурийского климата в этом полушарии остается неясным.

Суммируя опыт по реконструкции климатов фанерозоя с помощью литологических индикаторов и мобилистских палеогеографических реконструкций, важно отметить, что какой бы стратиграфической интервал фанерозоя ни был избран, плейстоценовый или нижнепалеозойский, короткий или длительный, сохраняются три следующие главные особенности распределения литологических индикаторов климата: 1) индикаторы образуют субширотные, последовательно расположенные пояса; 2) пояса эвапоритов и органогенных рифов приурочены к низким широтам и не выходят обычно за пределы области, ограниченной 30° или 50° с. и ю.ш.¹; 3) континентальные и морские ледниковые отложения, а также ледово-морские образования приурочены к высоким и средним широтам (между 30° и 90°) и не распространяются в низкие.

По некоторым палеомагнитным реконструкциям получалось, что ледниково-морские и ледово-морские отложения верхнего ордовика Западной Европы, Ньюфаундленда и Северных Аппалачей отлагались в сравнительно низких широтах: 20—33° ю.ш. [Городницкий и др., 1978; Храмов и др., 1982], что вызвало определенные сомнения в отношении точности этих реконструкций [Chumakov, 1981; Чумаков, 1984]. Последние палеомагнитные данные [Van der Voo et al., 1984] показывают, что эти местонахождения, принадлежавшие микроконтиненту Арморика, располагались в позднем ордовике в высоких широтах, вблизи Западной Африки.

¹ Имеются два исключения из этого правила: небольшой эвапоритовый нижнепермский бассейн в Юго-Западной Австралии [Браун и др., 1970] и верхнетриасовые рифы советского Дальнего Востока, которые, согласно ряду палеомагнитных реконструкций [Городницкий и др., 1978; Храмов и др., 1981; Morel, Irving, 1978; Scotese et al., 1979], попадают соответственно в интервалы широт 50—70° ю.ш. и 55—65° с.ш. Причины этих отклонений от правила, по-видимому, заслуживают специального рассмотрения.

Значение палеоклиматических данных для палеомагнитных реконструкций

Следует подчеркнуть, что сопоставление палеомагнитных реконструкций с распространением климатических индикаторов является не только методом палеоклиматических реконструкций, но одновременно хорошим и, что очень существенно, независимым способом проверки самих палеомагнитных реконструкций. В целом, пояса палеоклиматических индикаторов хорошо согласуются с фанерозойскими мобилистскими реконструкциями и тем самым в значительной степени подтверждают их [Girdler, 1964; Drewry et al., 1974; Ziegler et al., 1979; Frakes, 1979; Брайден, Ирвинг, 1968; Ушаков, Ясаманов, 1984; Чумаков, 1984; и др.]. Надо при этом, конечно, иметь в виду, что такие совпадения не означают полного подтверждения палеомагнитных реконструкций. Оба метода, палеомагнитный и в значительной степени палеоклиматический, имеют сходные ограничения, давая ясные результаты главным образом в отношении широтного положения и ориентировки крупных континентальных массивов и не обеспечивая данными по их долготному положению.

В качестве примера того, как хорошо палеоклиматические реконструкции подтверждают правильность палеомагнитных реконструкций, рассмотрим данные для ранней перми. Нижнепермские — верхнекарбоновые ледниковые отложения, тесно ассоциирующие с угленосными, в настоящее время располагаются главным образом на гондванских материках — по обе стороны от экватора в низких широтах (менее 45°), а также в Антарктиде (рис. 7). Общие поперечные размеры территории, на которой они известны, составляют около $125 \times 170^\circ$ дуги большого круга. К северу от ареала ледниковых отложений, преимущественно уже в Северном полушарии, нижнепермские отложения содержат: к западу от Тимана и Урала — эвапориты, восточнее — угленосные отложения, а на Северо-Востоке СССР — ледово-морские и, возможно, ледниковые отложения.

При фиксированном положении материков и полюсов подобная асимметрия распространения палеоклиматических индикаторов и по отношению к экватору, и меридиональная не объяснима ни с какой точки зрения. Также невозможно объяснить ее какими-либо перемещениями земных полюсов. Даже если расположить один из полюсов в центре овального ареала ледниковых отложений, оба конца последнего почти коснутся противоположных точек экватора. При ином расположении полюса ареал ледниковых отложений пересечет экватор. Некоторые исследователи [Страхов, 1960 и др.], пытаясь разрешить это противоречие, предполагали, что ледниковые отложения Индии и Австралии связаны с тропическими горными оледенениями. Присутствие в ледниковых образованиях на всех материках пачек ледниково-морских отложений лишает эту гипотезу каких-либо оснований.

На мобилистских палеомагнитных реконструкциях все эти противоречия находят естественное разрешение. На реконструкции для ранней перми видно, что ледниковые отложения даже периода максимального оледенения Гондваны не выходят за пределы высоких и средних широт Южного полушария (рис. 8). Эвапориты образуют в низких широтах обоих полушарий два обширных пояса, соответствующих южной и северной аридным зонам. В начале перми на западе они отчетливо разделялись гумидными угленосными отложениями экваториального пояса. Восточнее аридные пояса, как им свойственно и сейчас, очевидно, выклинивались, поскольку проследить их продолжение в Восточной Азии не удастся. Последняя в это время была устойчивой областью теплого гумидного климата с интенсивным угле- и бокситонакоплением, которая отвечала расширявшейся к восточному побережью экваториальной гумидной и, очевидно, субтропическим зонам. В средних широтах Северного полушария — в Печорской впадине, Южном Казахстане, на Сибирской платформе и Северо-Востоке СССР — в ранней перми

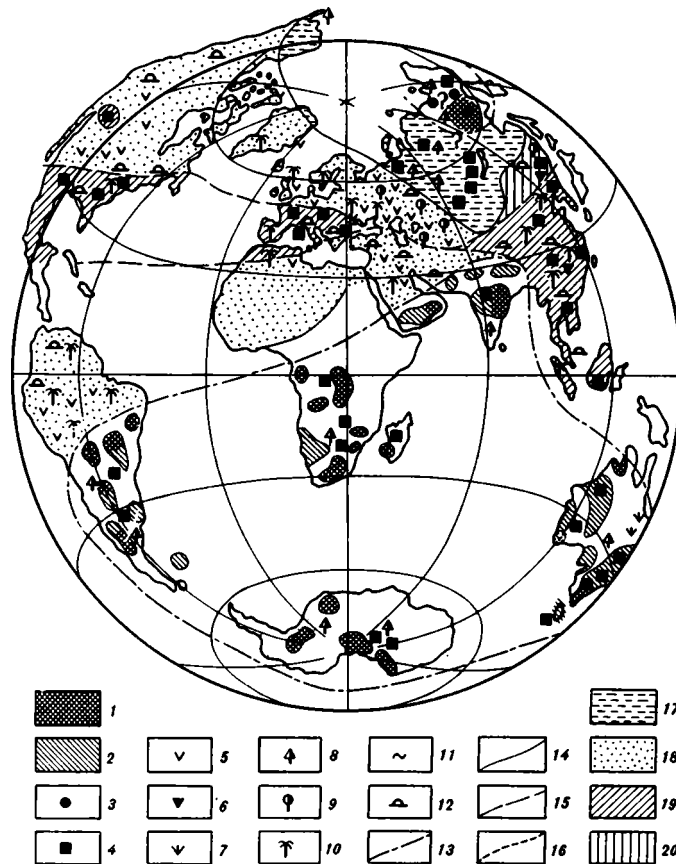


Рис. 7. Современное распределение нижнепермских индикаторов климата

Условные обозначения к рис. 7 и 8

1—6 — литологические индикаторы: 1, 2 — ледниковые (1 — континентальные; 2 — ледниково-морские и континентальные), 3 — ледовые отложения, 4 — ископаемые угли, 5 — галогенные отложения, 6 — бокситы и латериты; 7—10 — наземная растительность: 7 — тундровая, 8 — умеренно холодная, 9 — умеренно теплолюбивая, 10 — теплолюбивая; 11, 12 — зоологические индикаторы: 11 — теплолюбивые тетраподы, 12 — органогенные рифы; 13—15 — границы климатических зон и поясов: 13 — предполагаемые максимальные границы зон оледенений, 14 — умеренных и аридных климатических поясов, 15 — экваториального гумидного и аридных поясов; 16 — предполагаемые древние границы континентов; 17—20 — климатические пояса: 17 — умеренного климата, 18 — аридные, 19 — экваториальный гумидный, 20 — теплый внетропический

образовывались угли, а палеоботанические данные указывают на очень постепенное похолодание с юга на север и переход от теплолюбивой и умеренно теплолюбивой субангарской флоры в Казахстане до обедненной и мелколистной умеренно холодной ангарской флоры в Верхояно-Вилуйском районе [Meуen, 1982]. На севере последнего в высоких широтах, возможно, присутствуют ледниковые отложения, а в верхней перми установлены ледово-морские.

Таким образом, в перми наблюдается очень большая степень соответствия между палеомагнитными реконструкциями и распределением палеоклиматических индикаторов. Оно отмечено и для многих других временных отрезков палеозоя и мезозоя. Отметим еще один разительный случай, связанный с нижним карбоном СССР. Современное распределение нижнекаменноугольных эвапоритов на территории Евразии чрезвычайно незакономерно: на западе — прерывистой



Рис. 8. Климатическая зональность ранней перми (по Н.М. Чумакову [1984], положение континентов по А.Н. Храмову и др. [1982])

Условные обозначения см. на рис. 7

полосой северо-западного простираия от Тянь-Шаня до современного Полярного круга, на востоке — по обе стороны от 70° с.ш. На палеомагнитных реконструкциях для раннего—среднего карбона [Храмов и др., 1982] эти местонахождения аналогично типичным аридным зонам вытягиваются в единый субширотный и сужающийся к востоку пояс, расположенный приблизительно вдоль 30° с.ш. [Чумаков, 1984, рис. 8]. Возможным продолжением его на востоке являются солепроявления Тибета, а на западе — Аляски.

Из сказанного, конечно, не следует, что современные мобилистские палеомагнитные реконструкции можно считать совершенными. Отмечавшаяся уже неоднозначность в определении долготного положения континентальных блоков палеомагнитными методами, проблема идентификации полюсов, слабая палеомагнитная изученность многих складчатых областей и срединных массивов, вторичная намагниченность, значительные разбросы получаемых палеополюсов создают подчас возможность для разных вариантов реконструкций и заметных расхождений внутри каждого из вариантов. Часть неопределенностей устраняется с помощью принципа минимальных движений и представлений о тектонической истории континентов. Однако и в этом случае ширина раскрытия океанов и положение многих микроконтинентов определяются довольно условно.

Условность палеомагнитных реконструкций, как подчеркивают многие авторы, возрастает для нижнего палеозоя и особенно для верхнего докембрия [Храмов и др., 1982; Храмов, 1983; Morel, Irving, 1978]. Палеоклиматические реконструкции, очевидно, могут внести определенный вклад в усовершенствование палеомагнитных реконструкций. Уже упоминалось, что они позволили поставить вопрос (и, как выяснилось, — справедливо) о достоверности низких палеоширот ледниковых и ледово-морских отложений верхнего ордовика Западной Европы и

Северных Аппалачей. Следует также уточнить положение и ориентировку Северной Америки в раннем карбоне. Широкая гумидная экваториальная зона на территории этого континента, согласно некоторым палеомагнитным реконструкциям [Scotese et al., 1979; Городницкий и др., 1978; Храмов и др., 1982], наклонена к палеоэкватору под углом 20—30° и значительно смещена на север (10—25°).

Помимо корректировки палеоширот, палеоклиматические реконструкции позволяют в некоторых случаях различить западные и восточные побережья крупных бассейнов. В частности, отмечаемые для ряда эпох расширения аридных поясов к западным побережьям Северной и Южной Америки, а экваториальных — к восточному побережью Юго-Восточной Азии [Чумаков, 1984; рис. 5—8] по аналогии с современными климатическими закономерностями подтверждают существование крупных бассейнов к западу от американских континентов и к востоку от Азии. Отсутствие подобных явлений на западном и восточном берегах океана, который согласно одним реконструкциям отделял в карбоне и перми Юго-Восточную Азию от остальных материков [Храмов и др., 1982], а согласно другим — омывал последние [Morel, Irving, 1978; Scotese et al., 1979; и др.], позволяет думать, что этот бассейн, если и существовал, был значительно меньших размеров.

Опыт реконструкций в фанерозое позволяет надеяться, что с помощью палеоклиматических индикаторов удастся не только проверить гипотезы, касающиеся климата венда, но в определенной степени проконтролировать сами палеомагнитные реконструкции.

Сопоставление палеоклиматических индикаторов и палеомагнитных реконструкций венда

Для палеоклиматического анализа венд в целом — очень крупное подразделение, но так как его стратиграфия во многих районах изучена недостаточно, а корреляция разрезов затруднена, пришлось с этим смириться и отказаться от идеи составить палеоклиматические схемы отдельно для раннего и позднего венда. Примиряет с этим и то, что малая плотность индикаторов даже в хорошо расчлененном ордовике — нижнем силуре вынудила брать для палеоклиматических построений очень большие, соизмеримые по объему с вендом стратиграфические интервалы.

Можно предположить, что составление ордовикско-нижнесилурийской и вендской палеогеографических реконструкций представляет задачи, сходные по трудности, поскольку венд имеет сходный набор палеоклиматических индикаторов, близкую продолжительность¹ и аналогичную климатическую историю, включающую ледниковые и межледниковые эпизоды. В действительности, более слабая изученность венда, ограниченная площадь его распространения, незначительное развитие фауны и меньшая плотность литологических индикаторов делает палеоклиматические построения для венда более трудной проблемой. Чтобы в какой-то мере восполнить недостаток индикаторов, использованы карбонатные породы, и не только доломиты, как в нижнем палеозое, но также и известняки. Широкое развитие карбонатных пород по площади и разрезу считается, по аналогии с фанерозоем, признаком теплого климата [Habicht, 1979; Ziegler et al., 1979], а карбонатистых красноцветов — признаком аридного климата [Страхов, 1960].

Сведения об индикаторах собраны из сводок, посвященных верхнему докембрию и венду, а также из региональных работ [Келлер и др., 1974; Семихатов, 1974; Хоментовский, 1976; Ронов и др., 1981; Хаин и др., 1981; Божко, 1984; Соколов,

¹ Длительность венда оценивается, по современным данным, от 50 до 120 млн лет. Наиболее вероятная цифра 80—100 млн лет [Chumakov, Semikhatov, 1981]. Напомним, что общая продолжительность ордовика с нижним силуром составляет около 84 млн лет.

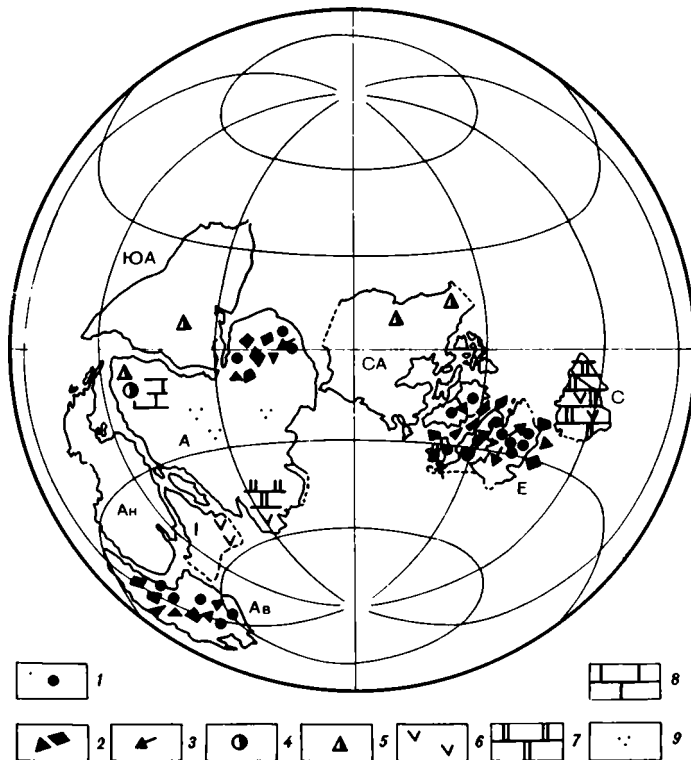


Рис. 9. Реконструкция положения континентов в венде [Храмов, 1983] и палеоклиматические индикаторы венда

1, 2 — ледниковые отложения: 1 — континентальные, 2 — ледниково-морские и континентальные; 3 — направления движения ледников; 4 — ледово-морские отложения и текстуры; 5 — тиллоиды возможно вендского возраста; 6 — галогенные отложения; 7 — доломитовые толщи; 8 — известняковые толщи; 9 — известковистые и доломитистые красноцветные породы. ЮА — Южная Америка, А — Африка, Ан — Антарктида, СА — Северная Америка, Е — Европа, С — Сибирь, Ав — Австралия

1984; Чумаков, 1985; Preiss, Forbes, 1981; Stöcklin, 1968; Young, 1981; и др.]. В качестве палеогеографической основы выбрана наиболее полная по охвату континентов реконструкция А.Н. Храмова [1983], которая развивает построения П. Мореля и Е. Орвина [Morel, Irving, 1978] и Д. Пайпера [Piper, 1982]. Другие упоминавшиеся палеомагнитные реконструкции по широтному положению континентов не очень сильно отличаются от нее. Наиболее крупные расхождения между ними будут оговорены ниже.

Рассмотрим подробнее, как распределяется вендские климатические индикаторы на выбранной нами палеомагнитной реконструкции (рис. 9). В первую очередь обращает на себя внимание, что часть вендских гляциогоризонтов попадает в необычные для ледниковых отложений низкие широты: западноафриканский гляциогоризонт — в экваториальные ($\pm 10^\circ$), а лапландский Европы и Гренландии — в тропические ($15-35^\circ$ ю.ш.) Только один из трех гляциогоризонтов (эганско-ерелинский горизонт Австралии) занимает на этой реконструкции средние широты ($35-58^\circ$ ю.ш.). На другом существующем варианте реконструкций [Morel, Irving, 1978] австралийские ледниковые отложения попадают в низкие широты, а западноафриканские — в высокие. К этому надо добавить, что в пределах Юго-Восточной Азии, отсутствующей на реконструкциях, для нижневендского гляциогоризонта Наньтоу получены низкие палеошироты ($17-$

28° с.ш. [Zhuhong, 1983], а для верхневендского гляциогоризонта Лочуань — средние (54—57° [Hambrey et al., 1981]).

Таким образом, ледниковые отложения на вендских палеомагнитных реконструкциях приурочены к широтам от 0 до 58°. Сходный палеоширотный спектр получается и для галогенных отложений венда: для гипсоновых доломитов юдомского комплекса Сибирской платформы 10—20° ю.ш., а для крупнейшего солеродного Аравийско-Индостанского бассейна [Stöcklin, 1968] 50—60° ю.ш. Палеоширотные спектры индикаторов-антагонистов на рассматриваемых палеомагнитных реконструкциях почти полностью перекрываются. Но, пожалуй, еще большим несоответствием с палеоклиматическими закономерностями является то, что области оледенений разделяются бассейнами карбонато- и соленакпления или близко соседствуют с ними. Так, Сибирский эвапоритовый бассейн почти примыкает к Европейско-Гренландской ледниковой области, располагающейся почти в тех же широтах. В целом индикаторы климата имеют на палеомагнитной реконструкции незакономерное, пятнистое расположение. Даже учитывая их вероятную разновозрастность и рассматривая распространение ледниковых и соленосно-карбонатных отложений независимо, не удастся наметить не только зональности или субширотных поясов, но даже сколько-нибудь единых ареалов. Можно, таким образом, констатировать, что парадокс низкоширотных верхнедокембрийских оледенений является частным случаем более общего верхнедокембрийского палеоклиматического парадокса. Необычные палеоширотные спектры и пятнистый характер расположения главных палеоклиматических индикаторов противоречат основной климатической закономерности Земли — широтной климатической зональности.

Наблюдаемый на палеомагнитной реконструкции венда характер распространения индикаторов климата не соответствует также и тем климатическим условиям, которые следует ожидать, исходя из любой гипотезы, предложенной для объяснения "парадокса низкоширотных верхнедокембрийских оледенений". Гипотезе существования внешнего кольца у Земли противоречит очень большой палеоширотный диапазон распространения ледниковых отложений (0—58°) и распространение некоторых бассейнов карбонатной и галогенной седиментации в низких палеоширотах. С большим наклоном земной оси плохо согласуются местонахождения ледниковых отложений в сравнительно высоких палеоширотах (до 58°), присутствие карбонатных и галогенных пород в низких палеоширотах (3—22°), а также аazonальное их распространение.

К этому надо добавить, что само допущение о большом угле наклона земной оси в верхнем докембрии, основывающееся главным образом на большом разнообразии углов наклона осей вращения планет Солнечной системы, маловероятно. Согласно астрономической теории эволюции системы Земля—Луна—Солнце, следовало бы предполагать обратное, что в прошлом скорость вращения Земли была больше, а наклон земной оси соответственно меньше современных [Монин, Шишков, 1979; Hunt, 1979]. Согласно одному из вариантов расчетов, скорость вращения Земли замедлилась с начала рифея приблизительно в 2,2 раза, а угол наклона земной оси постепенно увеличивался почти в 1,5 раза [Hunt, 1979]. Поэтому гипотезу большого наклона земной оси правильнее прилагать к далекому будущему, а не к геологическому прошлому¹.

Некоторые палеоклиматические и геологические соображения не позволяют принять для объяснения "парадокса низкоширотных оледенений" также гипотезу глобального оледенения. Как уже отмечалось, для галогенных пород венда получается очень широкий спектр палеоширот. Если часть этих пород одновоз-

¹ По расчетам, угол наклона земной оси достигнет 66,7° приблизительно через 4,9 млрд лет [Монин, Шишков, 1979].

растна лапландскому оледенению, трудно говорить о глобальности оледенения. Но трудности возникнут и в том случае, если считать галогенные породы более молодыми, чем ледниковые. В этом случае исключительно широкое палеоширотное их распространение вынуждает предполагать почти глобальную постледниковую аридизацию — событие столь же исключительное, как гипотетическое оледенение.

По-видимому, такие радикальные события могут произойти только в результате изменения параметров движения и ориентировки Земли или величины солнечной инсоляции. Если при этом вспомнить, что в венде и позднем рифее было по меньшей мере четыре ледниковых периода, из которых, кроме лапландского, еще два более ранних "претендуют" на низкие палеошироты, то придется допускать несколько подобных быстрых перестроек циркуляции на Земле и изменений ее астрономических параметров за сравнительно ограниченный промежуток времени. Такая возможность кажется маловероятной.

Противоречит гипотезе глобального лапландского оледенения также наличие обширной области Сибирской платформы с обрамлением, в которой не найдено следов лапландского оледенения, несмотря на существование непрерывных разрезов, характеризующих переход от верхнего рифея к венду¹. Наконец, некоторые факты позволяют думать, что по масштабам лапландское оледенение было соизмеримо с плейстоценовыми оледенениями, которые, как известно, не были глобальными. О сходстве их масштабов в определенной степени говорит уже то, что следы лапландского оледенения, как и позднекайнозойских оледенений, известны на территории четырех континентов. Гляциозвстатические понижения уровня океана в неледниковой области Сибирской платформы, судя по характеру непрерывных разрезов, по-видимому, не осушали внешней части шельфов [Чумаков, 1985]. По своей величине лапландское гляциозвстатическое падение уровня океана было сопоставимо или несколько меньше аналогичного эффекта плейстоценовых оледенений.

Поскольку возможности геологических и астрономических объяснений вендского климатического парадокса, по всей видимости, исчерпаны, возникают сомнения относительно достоверности имеющихся вендских палеогеографических реконструкций. На их гипотетичность указывают и сами авторы реконструкций, которые рассматривают эти реконструкции как экспериментальные [Mogel, Irving, 1978] или допускающие альтернативные решения и нуждающиеся в проверке другими методами [Храмов, 1983]. На основе приведенных выше данных можно заключить, что такой проверки предложенные варианты вендских и верхнерифейских глобальных реконструкций не выдерживают.

Основную причину недостаточной достоверности верхнедокембрийских реконструкций их авторы видят в малом количестве палеомагнитных данных. Представляется, однако, что дело не только в количестве таких данных, но и в их качестве. В рамках статьи нет возможности остановиться на этой проблеме более подробно. Она заслуживает специального рассмотрения. Здесь же следует отметить, что признаваемая большинством исследователей специфика докембрия требует более углубленной методики палеомагнитных исследований и значительно более осторожной их интерпретации.

¹ Такие разрезы наблюдаются на периферии Патомского нагорья, где верхнерифейская жуинская подсерия согласно перекрывается жербинской, а последняя — тинновской свитой венда.

Некоторые выводы

В докембрийской стратиграфии ледниковые горизонты, отражающие глобальные климатические минимумы, могут рассматриваться как важные региональные маркирующие уровни, а в сочетании с другими стратиграфическими методами — как межрегиональные и межконтинентальные маркирующие уровни. Они позволяют коррелировать разрезы с точностью в миллионы и первые десятки миллионов лет, т.е. точнее, чем остальные существующие сейчас методы. В тоже время не следует преувеличивать возможности ледниковых корреляций, так как при наличии в разрезе нескольких ледниковых горизонтов возможна ошибочная корреляция разновозрастных горизонтов.

Сравнение палеомагнитных и палеоклиматических данных по венду показывает, что распространение тиллитов и других литологических индикаторов климата плохо согласуется с имеющимися для венда палеомагнитными широтами и реконструкциями. Это говорит о том, что подходить к изучению палеомагнетизма пород докембрия необходимо более строго, а использовать полученные данные следует с большой осторожностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работы по верхнему докембрию, проведенные в Геологическом институте АН СССР в последние 12—15 лет, отличались прежде всего использованием всех существующих методов расчленения и корреляции — историко-геологического, палеоклиматического, радиометрического, палеомагнитного и палеонтологического — с изучением всех групп докембрийских органических остатков, представляющих биостратиграфический интерес, кроме вендских метафита. При этом оценивались возможности, разрешающая способность и надежность различных методов на основе параллельного приложения их к одним и тем же объектам и сравнения полученных результатов.

Итоги проведенных работ показали, что некоторые наши представления о возможностях перечисленных методов стратиграфии верхнего докембрия требуют определенной переоценки и уточнения. Такое требование нельзя считать отражением некоего кризиса методической базы стратиграфии верхнего протерозоя. Напротив, оно является прямым следствием совершенствования этой основы: модернизация и даже полная смена сложившихся моделей по мере накопления новых фактов являются естественным процессом научного познания.

Из проведенных работ следует необходимость детализации и некоторого изменения существующей шкалы верхнего докембрия СССР, которая в своей рифейской части была разработана сотрудниками ГИНа. Основные подразделения верхнего протерозоя — его фитемы или протосистемы — были выделены как единицы комплексного обоснования, но при явном приоритете историко-геологических критериев. Реальность четырех главных подразделений верхнего протерозоя — нижнего, среднего, верхнего рифея и венда — подтверждается всем опытом работ последних десятилетий.

В современной стратиграфии верхнего протерозоя на первое место выходят вопросы уточнения границ этих крупных стратонов и их расчленение на более дробные единицы, что заставляет обращаться к анализу критериев общего расчленения верхнего докембрия. При этом особое значение приобретает не столько согласованность (в общих чертах) результатов, полученных разными методами, сколько случаи несовпадения, несогласованности таких результатов. Поэтому в центре внимания оказываются уровни смены систематического состава у различных групп органических остатков докембрия, совпадение или несовпадение этих уровней между собой и с важными историко-геологическими рубежами, степень латеральной выдержанности и мера изохронности реальных комплексов органических остатков, поведение конкретных таксонов в прост-

ранстве и времени, синхронность или диахронность тектонических перестроек, оледенений и других геологических событий, традиционно используемых для общего расчленения докембрия. Эти вопросы, остававшиеся в тени на первых этапах разработки современной стратиграфической шкалы докембрия, сейчас, в условиях возрастающей детальности работ, становятся первостепенными по значению. В этом отношении современная стратиграфия верхнего протерозоя сближается со стратиграфией фанерозоя.

Из сказанного, естественно, вытекают и главные задачи будущих исследований в области стратиграфии верхнего протерозоя: все бóльшая детальность в изучении конкретных разрезов (полигонов), использование всего наличного арсенала методов для корреляции подразделений и их границ, выявление основных "событийных узлов", отвечающих важнейшим перестройкам экосистем докембрия, выяснение корреляционных связей между историко-геологическими и биотическими событиями, применяемыми для общего расчленения верхнего протерозоя, и дальнейшая детализация этого расчленения.

ПАЛЕОЗОЙ

В этом разделе большое внимание уделено стратиграфии кембрийской системы. Границе докембрия и кембрия, становлению фауны многоклеточных (бесскелетной и скелетной) посвящена огромная литература. Но, вероятно, эта тема не исчерпана — все более детальные исследования вскрывают новые аспекты рассматриваемой проблемы. Так, и сейчас остается открытым для дискуссии вопрос о возрасте отложений с древнейшими скелетными остатками, называемых в настоящей монографии "манькайским ярусом".

Столь же неясно и положение верхней границы кембрия, но уже по другой причине — из-за неудачного выбора стратотипа и отсутствия непрерывных разрезов с обильной фауной в переходных слоях. Батырбайский разрез верхнего кембрия — нижнего ордовика с разнообразными трилобитами и конодонтами (Южный Казахстан) может значительно приблизить нас к единому пониманию положения границы этих двух систем.

Значение акритарх для стратификации отложений кембрия достаточно хорошо известно. Но сейчас эта группа как бы "прочитана заново" — установление этапов развития акритарх позволило расчленить терригенные осадки Восточно-Европейской платформы на серию горизонтов и проследить их на обширных пространствах.

На современном уровне науки стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов теснейшим образом связаны с палеобиогеографическим анализом распределения фауны (особенно бентосной). Обособление космополитных и провинциальных групп фауны приобретает особое значение, причем каждая из них несет свою собственную "смысловую нагрузку". Палеобиогеографическое районирование, в свою очередь, открывает широкие возможности для корректировки палеотектонических построений. Указанные положения иллюстрируются в монографии обзором распределения брахиопод в силуре Центральной Азии с соответствующими выводами.

Классическими группами микрофауны в отложениях среднего и верхнего палеозоя являются фораминиферы, остракоды, конодонты. Изучение радиолярий — планктонных микроорганизмов с кремневым скелетом — ввело в практику геологических работ новую группу с быстрыми темпами эволюции, удивительную по своему многообразию, изяществу и сложности скелета. Их распространение в осадках различного фациального облика позволило стратифицировать не только карбонатные, но и кремнистые толщи, где другие органические осадки практически отсутствуют. Стали известны эволюционные корни радиолярий, из которых возникло их мезозойское и кайнозойское "древо".

Стратиграфическое расчленение отложений Северной и Центральной Азии по флоре достигло высокого совершенства, но встретилось и с немалыми трудностями. В пределах отдельных регионов Ангарида расчленение и корреляция отложений особых препятствий не вызывали. Однако межрегиональное сопоставление осложняется провинциализмом флор. Обобщение и переосмысливание огромного фактического материала по флоре Ангарида (и смежных областей) позволило предложить иерархическую лестницу фито-стратиграфических под-

разделений (подгоризонт, горизонт, надгоризонт), перейти к межрегиональным горизонтам и обоснованию их возраста. Этот путь должен привести к надежной фитостратиграфии карбона и перми Северной и Центральной Азии.

Указанные обстоятельства заставили отобрать для монографии перечисленную проблематику.

СТРАТИГРАФИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ: МОДЕЛЬ ОБЩЕЙ ШКАЛЫ

Кембрийская система — единственная из систем палеозоя, не имеющая общепринятого ярусного деления. Так, для нижнего кембрия имеются самостоятельные схемы расчленения для западной и восточной части Северной Америки, Восточно-Европейской платформы, Китая, Австралии. Недавно для территории СССР [Постановление..., 1983; Ярусное..., 1984] была принята унифицированная схема ярусного расчленения нижнего кембрия (снизу вверх): томмотский, атдабанский, ботомский и тойонский ярусы. Данная схема была предложена на Международном геологическом конгрессе в Москве в 1984 г. как модель общей шкалы, но пока конгрессом не утверждена, хотя и получила широкое признание среди специалистов из разных регионов земного шара.

Обоснование схемы являются данные по морфологической эволюции археоциат и трилобитов. Многочисленные и разнообразные группы других раннекембрийских животных с минерализованным скелетом или древнейших скелетных окаменелостей (ДСО) при этом практически не учитывались.

Последнее обстоятельство предопределило слабые места данной схемы. Действительно, во-первых, остается вопрос обоснования нижней границы кембрия и статуса слоев, занимающих стратиграфическую позицию между кровлей венда и основанием томмотского яруса. Во-вторых, обоснование томмотского яруса только по археоциатам обеспечивает ему лишь ранг регионального подразделения, так как за пределами Сибирской платформы археоциаты древнее верхнеатдабанских не известны. И, наконец, в-третьих во многих регионах в нижнекембрийских отложениях археоциаты или вообще отсутствуют, или встречаются лишь на отдельных стратиграфических уровнях. Это же касается и трилобитов, особенно на атдабанском уровне.

В связи с вышеизложенным ясно, что без данных по ДСО схема МСК как модель общей шкалы (особенно в нижней половине) теряет свое основное значение в качестве инструмента глобальной корреляции. Автор раздела предпринял попытку усовершенствовать схему в интервале от кровли венда до древнейших слоев ботомского яруса [Миссаржевский, 1982, 1983]. Для этого было осуществлено зональное расчленение данного стратиграфического интервала стратотипических и некоторых других разрезов Сибирской платформы по отдельным группам ДСО (хиолитам, моллюскам, анабаритидам, протоконодонтам, целосклеритофорам, хиолительминтам).

Среди причин, способствовавших успешному детальному расчленению древнейших толщ кембрия по ДСО, следует отметить две основные. Во-первых, начало кембрийского периода ознаменовалось появлением и становлением многочисленных групп животных с минерализованным скелетом в сравнительно короткий промежуток времени. Отражением этого процесса служит возникновение в каждой группе на все более молодых уровнях новых таксонов, обычно высоких таксономических рангов (от рода и выше). Во-вторых, на рубеже кембрия и докембрия развивалась обширная морская трансгрессия и огромные территории земного шара были покрыты морем. Это обусловило наличие непрерывной последовательности нормальных морских отложений в ряде регионов мира, в том числе на Сибирской платформе, разрезы пограничных толщ докембрия и кембрия которой признаны большинством исследователей как наиболее приемлемый объект для

разработки общей шкалы. Основу такой шкалы составляют зоны как ее элементарные единицы. Последние могут быть выделены по данным эволюционного развития или одной какой-либо группы организмов (монотаксонные зоны) или нескольких групп (политаксонные зоны).

Говоря о монотаксонных зонах, следует отметить, что нет ни одной группы ископаемых животных, которые бы занимали все экологические ниши. Но в то же время ареалы отдельных групп перекрываются. Это определяет возможность в одних и тех же разрезах выделять зоны по разным группам фауны и видеть их соотношения между собой. Комбинация данных по серии разрезов в разных регионах дает возможность получить синтетическую картину соотношения зональных шкал по всем достаточно хорошо изученным группам окаменелостей. Переход от монотаксонных зон к политаксонным — это переход от нескольких конкретных схем к одной унифицированной.

Границы подразделений в последнем случае проводятся там, где по отдельным группам границы или совпадают или расходятся столь незначительно, что эти расхождения находятся в пределах точности метода биостратиграфической корреляции. Таким образом, переходя на политаксонную основу обоснования подразделений, мы имеем возможность создания межрегиональной и в идеальном случае субглобальной шкалы, что позволяет предлагаемые единицы считать основой хроностратиграфических подразделений стандартной шкалы.

Сибирская платформа

Наиболее изученные разрезы Сибирской платформы послужили основой для анализа вертикального распространения ДСО (рис. 10). Здесь на стратиграфических колонках отмечены границы монотаксонных зон, обоснование которых приведено в работах автора [Миссаржевский, 1982, 1983, 1989]. Переход от монотаксонных зон к политаксонным иллюстрирует табл. 1, на которой показано соотношение зональных подразделений по разным группам окаменелостей, в том числе археоциатам и трилобитам. Эта таблица является синтезом конкретных материалов по вертикальному распространению ДСО в разрезах, приведенных на рис. 10.

Основу этих данных составили коллекционные материалы автора, а также Л.Г. Вороновой, А.Ю. Розанова, В.Е. Савицкого, Б.Б. Шишкина и ряда других исследователей. Были также привлечены результаты новейших исследований по палеонтологии и стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы [Вальков, 1975, 1982; Миссаржевский, 1983; Соколов, 1984; Федоров, 1982; Ярусное..., 1983, 1984; и др.]. В качестве эталонных для томмотских и более молодых отложений послужили разрезы Лено-Алданского района, а для более древних — Прианабарья. Корреляция этих районов обеспечивается общностью зональной последовательности в интервале томмотского и низов атдабанского яруса.

Принятый здесь вариант корреляции стратотипических разрезов отличается от предложенного ранее [Миссаржевский, 1982, 1983] и совпадает с мнением А.К. Валькова [1982] о дотоммотском возрасте зоны рана. До этого древнейшая зона томмотского яруса (*sunpagicus*), равная по объему суннагинскому горизонту в стратотипе в Лено-Алданском районе, коррелировалась с верхами зоны рана в Прианабарье на основании некоторых общих видов хиолитов и моллюсков. После находок в суннагинском горизонте [Федоров, 1982] многочисленных видов, определяющих облик комплекса зоны *Heraultipegma* — *Lapworthella tortuosa* (в том числе и видов-индексов), стало ясно, что та часть разреза в Прианабарье, которая подстилает слои с комплексом зоны Н.—*L. tortuosa*, древнее томмотского яруса в стратотипе.

По детальности расчленения нижнекембрийских отложений отдельные группы

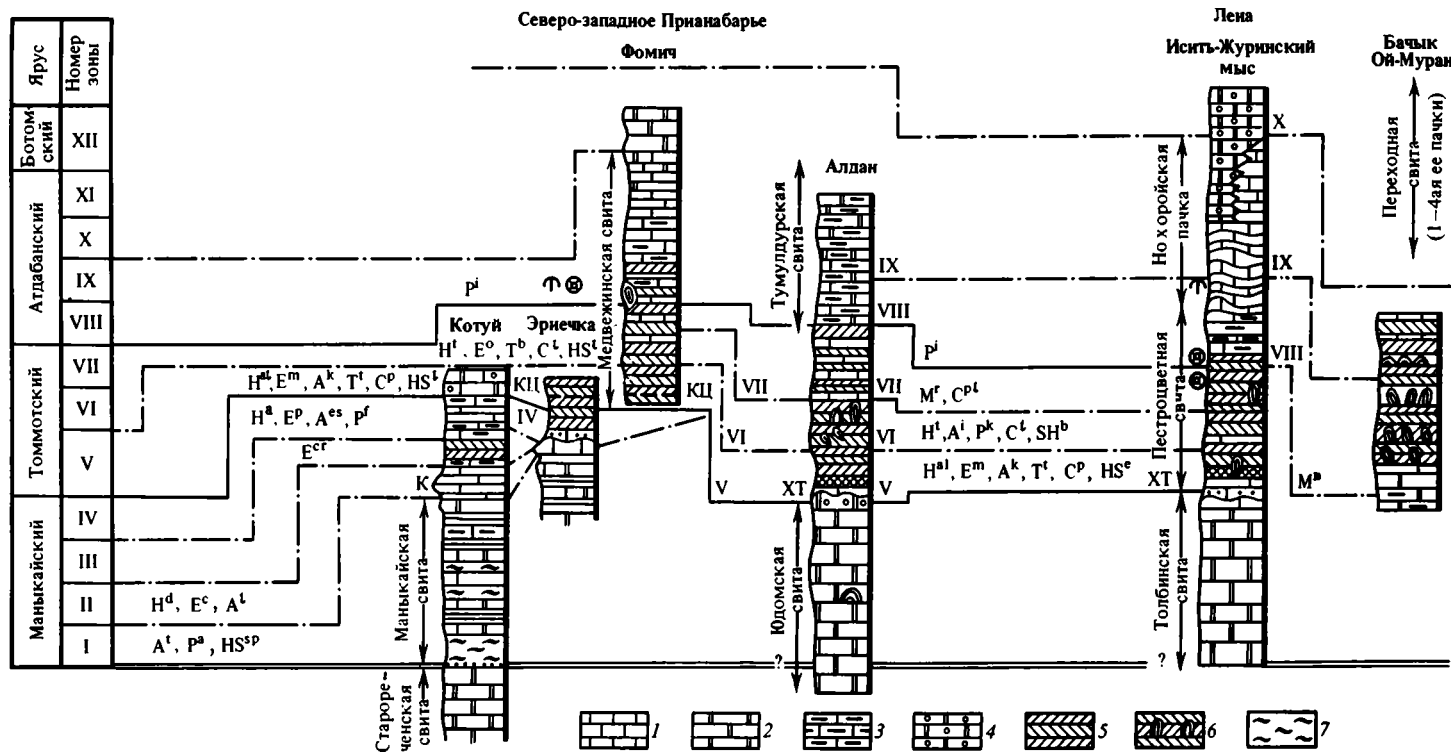


Рис. 10. Схема корреляции пограничных толщ докембрия и кембрия и соотношений границ зональных подразделений по разным группам древнейших скелетных окаменелостей в отдельных районах Сибирской платформы

Маркирующие слои и пакки: К — корилская пакка; ХТ — хатынская пакка; БЧ — бачыкский слой; СК — сакырынский слой; Б — борулахский слой; КЦ — слой с конкрециями; ЧК — чолчунский слой

Хиолиты: — H^d — *Ladatheca dorsocava*; H^a — *Ladatheca annae*; H^{al} — *Egdetheca aldanica*; H^i — *Majatheca tumefacta*; H^{bc} — *Obliquatheca bicostata* — *Tetratheca clynisepta*; H^l — *Doliutus inflatus*; H^s — *Trapezovitus sinscus*. Моллюски: E^c — *Purella crastata*; E^{cr} — *Aldanella crassa*; E^p — *Anabarella plana*; E^m — *Heraultipegma sibirica*; E^o — *Aldanella operosa*; E^l — *Pelagiella lorenzi*; E^s — *Yochelcionella stilifera*. Анабаритиды: A^l — *Anabarites trisulcatus*; A^i — *Anabarites latus*; A^b — *Tiksitheca liscis*; A^k — *Tiksitheca korobovi*; A^i — *Selindeochrea isitica*. Томмотиды: T^l — *Lapworthella tortuosa*;

T^b — *Lapworthella bella*; T^d — *Lapworthella dentata*; T^o — *Lugoviella oimuranica*. Протоконодонты и конодонтоморфные: P^a — *Protohertzina anabarica*; P^f — *Fomitchella*; P^k — *Kijacus*; P^i — *Rhombicoriculum insolutum*; P^c — *Rhombicoriculum cancellatum*; P^m — *Mongolitubulus*. Мобергеллиды: M^f — *Mobergella radiola*; M^b — *Brastadella brastadi*. Целосклеритофоры: C^p — *Sachites proboscideus*; C^l — *Cambrobrotis lagenaris*; C^{pl} — *Zhurinia plana*; C^a — *Archaeasterella*. Хиолителминты и сабеллидитиды: HS^{sp} — *Sabellidites* — *Paleolina*; HS^l — *Torellella lentiiformis*; HS^b — *Torellella biconvexa*.

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — глинистые доломиты; 4 — оолитовые доломиты; 5 — красноцветные глинистые известняки; 6 — биогермы; 7 — аргиллиты; 8 — битуминозные породы; 9 — песчаные известняки (а), песчаники (б); 10 — конгломераты; 11 — алевролиты; 12 — тонкослоистые глинисто-алевролитовые известняки и доломиты; 13 — строматолиты; 14 — трилобиты; 15 — археоциаты

Таблица 1. Соотношение зональных подразделений в пограничных отложениях докембрия и кембрия Сибирской платформы

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	Номер зоны	Зона						
						По трилобитам	По томмотидам	По анабаритидам	По целосклеритофорам	По хиолительминтам и сабелледидам		
Кембрийская	Нижний	Ботомский										
			Bergeroniellus micmacciformis – Erbiella	XII	Bergeroniellus micmacciformis - Erbiella	Lugoviella		Archiasterella	Torellella mutilla			
		Атабанский	Верхний	Fansycyathus lemontovae	XI	Judomia - Uktaspis (Prouktaspis)	Lapworthella dentata	Отсутствуют	Zhurria plana	Torellella bi convexa		
				Nochorocyathus kokoulini	X							
			Нижний	Porocyathus pinus	IX	Pagitiellus anabarus	Lapworthella bella					
				Retecoscinus zegebarti	VIII	Fallotaspis – Prolotaspis jacutensis						
		Томмотский	Верхний	Mobergella	VII	Отсутствуют	Tommotia kozlowskii	Selindeochrea isitica	Cambrotritis lagenaris			
				Lapworthella bella	VI							
			Нижний	Heraultipegma – Lapworthella tortuosa	V		Lapworthella tortuosa	Selindeochrea ternaris	Tiksitheca korobovi	Sachites proboscideus	Torellella lentiformis	
		Манькайский	Верхний	Anabarella plana	IV		Отсутствуют		Tiksitheca lalis	Без названия	Sabellidites – Paleolina	
				Aldanella crassa	III							
				Purella cristata	II				Anabarites latus			
			Нижний	Anabarites trisulcatus	I				Anabarites trisulcatus	Отсутствуют		
Венд												

Таблица 1 (окончание)

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	Номер зоны	З о н а				
						По мoberгеллидам	По археоциатам	По хиолитам	По моллюскам	По протоконодонтам
Кембрийская	Нижний	Ботомский								
			Bergeroniellus mic-macciformis – Erbiella	XII	Discinella	Botomcyathus zelenovi – Porocyathus squamosus	Trapezovitus sincus	Yochelcionella stilifera	Mongolitubulus	
		Атлабаский	Верхний	Fansycyathus lermontovae	XI	Brastadella	Fansycyathus lermontovae	Doliutus inflatus	Pelagiella lorenzi	Rhombicorniculum cancellatum
				Nochoroicyathus kokoulini	X		Nochoroicyathus kokoulini			
			Нижний	Porocyathus pinus	IX		Porocyathus pinus	Tetratheca clinisepta – Obliquatheca bicostata	Aldanella operosa	Rhombicorniculum insolutum
				Retecoscinus zegebarti	VIII		Leptocyathus polyseptus – Retecoscinus zegebarti	Majatheca tumefacta		Kijacus
		Томмотский	Верхний	Mobergella	VII	Mobergella	Dokidocyathus lenaicus		Egdetheca aldanica	Heraulthepepma sibirica
				Lapworthella bella	VI	Dokidocyathus regularis				
		Манькайский	Нижний	Heraulthepepma – Lapworthella tortuosa	V	Не известны	Aldanocyathus sunnaginicus	Ladatheca annae	Anabarella plana	Protohertzina anabarica
				Верхний	Anabarella plana		IV	Не известны	Ladatheca dorsocava	
			Aldanella crassa		III		Purella cristata			
			Purella cristata		II					
			Нижний	Anabarites trisulcatus	I					

Венд

ДСО, начиная с атдабанского яруса, уступают археоцитам и трилобитам. Однако вряд ли такое обстоятельство связано с более медленными темпами эволюции рассматриваемых групп. Скорее всего, это результат недостаточной их изученности в данном стратиграфическом интервале. На современном этапе исследований для отложений атдабанского яруса целесообразнее использовать археоциативную зональную шкалу.

Согласно определению политаксонных зон, приведенному выше, за их границы принимаются уровни совпадения зональных границ по отдельным группам ДСО, которые могут распознаваться в разрезах различных регионов Сибирской платформы. Кроме того, учитываются данные и по тем группам, для которых в силу тех или иных обстоятельств зональная шкала не установлена. В последнем случае используются уровни появления в разрезе отдельных таксонов, совпадающие с границами политаксонных зон, что увеличивает их коррелятивную возможность.

В интервале слоев, относимых к атдабанскому ярусу, также намечается очень четкий уровень, определяемый нижними границами зон *inflatus* (хиолиты), *lorenzi* (моллюски), *dentata* (томмотииды), *cancellatum* (протоконодонты), *Judomia* — *Uktaspis* (трилобиты), *kokoulini* (археоциаты). Этот уровень соответствует границе между нижним и верхним подъярусами атдабанского яруса. По ДСО интервалы слоев, соответствующие подъярусам, могут быть выделены в зоны (например, *Rhombicorniculum insolutum* и *Rh. cancellatum*). Но выделение таких политаксонных зон не имеет смысла, так как, во-первых, они соответствуют подъярусам, которые в общей шкале имеют статус хроностратиграфических подразделений, и, во-вторых, имеется более детальная археоциативная зональная шкала. И, наконец, существует реальная перспектива создания в недалеком будущем более дробной зональной шкалы атдабанского яруса по ДСО. Таким образом, в пограничных слоях докембрия и кембрия Сибирской платформы по ДСО обосновывается последовательность из семи политаксонных зон, охватывающая стратиграфический интервал от подошвы зоны с древнейшим комплексом скелетных окаменелостей до основания атдабанского яруса.

В установленной выше последовательности зон нижняя граница зоны *Heraultriperga* — *L. tortuosa* является наиболее четкой и легко трассируемой по всем изученным разрезам Сибирской платформы. Она соответствует нижней границе томмотского яруса в стратотипической местности. Четкость ее определяется тем, что именно с ее основания получают развитие первые представители таких крупных таксономических групп, как археоциаты и брахиоподы, а из ДСО — хиолительминты и несомненные томмотииды. В других группах ДСО на этой границе также наблюдается значительное обновление комплексов окаменелостей.

В то же время в дотоммотской последовательности устанавливается значительная преемственность между комплексами отдельных зон, выражающаяся, прежде всего, в наличии многих проходящих видов. Кроме того, дотоммотские отложения содержат многочисленные и разнообразные анабаритиды древнейшей группы ДСО. Их расцвет приходится на время, непосредственно предшествовавшее томмотскому веку, в начале которого наблюдается резкое сокращение численности популяций и видового разнообразия анабаритид, а затем и полное их исчезновение ко второй половине томмотского века. Таким образом, анабаритиды придают неповторимое своеобразие палеонтологической характеристике дотоммотских зон, совокупность которых с полным основанием можно рассматривать как стратиграфическое подразделение ярусного плана.

Еще один уровень, но не такой яркий, как нижняя граница томмотского яруса, отмечается на границе зон *trisulcatus* и *cristata*. Он фиксируется появлением первых зоомоноплакофор¹ и хиолитов, а также значительным количеством

¹ Информальная группа окаменелостей, отличающаяся от истинных моноплакофор отсутствием мускульных отпечатков.

новых родов и видов анабаритид. В связи с этим данный уровень может рассматриваться как граница между подъярусами. В последовательности зон томмотского яруса нижняя граница зоны *bella* может быть принята за границу между нижним и верхним подъярусами. Помимо значительных изменений в ряде групп ДСО, на этом уровне появляются бивалвии. Кроме того, нижний подъярус томмотского яруса в перспективе возможно разделить на две зоны. Тогда каждый из подъярусов будет состоять из двух зон.

Из всего изложенного вытекает, что в разрезах Сибирской платформы в дотрилобитовых слоях (доатдабанских) по ДСО выделяются два стратиграфических подразделения, по своим характеристикам отвечающие ярусам. Ранее одно из них — томмотский ярус — был обоснован преимущественно по археоциатам. О недостатках такого подхода уже говорилось выше. Теперь представилась возможность сделать это по ДСО, что снимает многие вопросы, связанные с его нижней границей и широкой корреляцией. Более древнее подразделение, которое ранее [Миссаржевский, 1982, 1983] названо манькайским ярусом, определяется всесторонним анализом вертикального распространения многих групп ДСО. Это лучшие в мире разрезы пограничных толщ докембрия и кембрия и стратиграфическая схема, полученная на их основе, должна претендовать на роль общей шкалы.

Корреляция разрезов Сибири и других регионов

Задача настоящего раздела заключается в обзоре известных на сегодня разрезов пограничных отложений докембрия и кембрия, расположенных вне пределов Сибирской платформы. Такой анализ прежде всего должен дать ответ на вопрос: возможна ли их корреляция с разрезами Сибирской платформы, а если возможна, то с какой степенью точности. По существу, здесь решается проблема эталонного значения шкалы Сибирской платформы и статуса (ранга) установленных подразделений.

Для этого выбраны наиболее полные и содержащие остатки ДСО разрезы пограничных толщ докембрия и кембрия (табл. 2, см. вкл.), многие из которых в последние годы просматривались членами международной рабочей группы по границе кембрия и докембрия (проект № 29 МПГК). Разбираемые разрезы неравноценны по уровню изученности, полноте стратиграфической последовательности пород и палеонтологического их содержания. Но несомненно, что информация, которая на сегодня от них получена, достаточна для решения поставленной задачи.

Китай. В последние годы китайскими геологами открыт ряд разрезов пограничных толщ докембрия и кембрия, охарактеризованных разнообразными ДСО [The Sinian-Cambrian..., 1982; Sinian-Cambrian..., 1984; Yusheng, Huilin, 1984; и др.]. Один из этих разрезов в провинции Юньнань предложен как наиболее вероятный кандидат на международный эталон нижней границы кембрия [Cowie, 1985]. В этом разрезе древнейшие слои с ДСО обособлены в ярусе мейшучун в составе трех зон (см. рис. 11). По мнению китайских специалистов, нижняя граница кембрия здесь соответствует подошве яруса, тогда как, по решению международной рабочей группы, она должна проводиться по основанию второй зоны яруса.

Касаясь палеонтологической характеристики мейшучунского яруса, следует отметить следующие замечания ряда членов рабочей группы по границе докембрия и кембрия [Cowie et al., 1981]: 1) значительная часть материала определена некорректно на родовом и даже на более высоком таксономическом уровне; 2) в качестве самостоятельных видов описаны формы с незначительными морфологическими отклонениями, типичными для внутривидовой изменчивости. Все это вылилось в неоправданно раздутые списки окаменелостей. Поэтому при анализе мейшучунского разреза пришлось опираться главным образом на определения, сделанные по палеонтологическим таблицам и описаниям фауны.

В результате подобного анализа выяснилось, что древнейшая зона яруса мейшучун содержит окаменелости, на видовом и родовом уровне близкие к комплексу верхнеманыкайского подъяруса: *Purella* cf. *cristata* Miss., *P. antiqua* (Abaim.), *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Anabarites trisulcatus* Miss. Здесь же присутствует характерная для данного стратиграфического интервала монгольского разреза *Cassidina* (= *Maikhanella*). Окаменелости, встречающиеся с основания типовых разрезов томмотского яруса, отсутствуют.

Древнейшие отложения следующей зоны (слой 7) представлены оолитовыми доломитовыми фосфоритами (0,3 м). В цементирующей массе доломита рассеяны фосфатные ядра окаменелостей, оолиты и обломки пород, покрытых фосфоритовой коркой. Подобный тип пород образуется за счет перемыва фосфатных пород, т.е. является типичным типом конденсированных осадков. О наличии перерыва между этой и нижележащей пачкой говорит и характер контакта между ними, приведенный на фотографии [The Sinian-Cambrian..., 1982].

Окаменелости отсюда представлены формами самых верхов манькайского и томмотского ярусов: *Latouchella korobkovi* (Vost.), *Igorella unguolata* Miss., *Aegides*, *Allatheca*, *Bemella*, *Aldanotreta*. Но в то же время среди этих окаменелостей описана как хиолит форма (*Bucanotheca*), имеющая явное сходство с щечным шипом трилобитов. Если это так, то слой 7 не может быть древнее атдабанского яруса. За подобную возможность говорят и данные по согласно залегающей выше пачке Дахай (мощность 1,1 м), в которой имеются представители рода *Zhinjinites*, известные лишь в верхнеатдабанском подъярусе хребта Малый Каратау.

В следующей пачке Бадаован ДСО редки, но наличие брахиопод из родов *Westonia*, *Linquella*, *Obolus* свидетельствует о ее атдабанском или даже ботомском возрасте. В самых верхах мейшучунского яруса в подзоне *Sinosachites flabelliformis* указываются *Tannulolina*, *Lapworthella dentata* Miss., *Allonia*, *Archiasterela*, т.е. типичный комплекс низов ботомского яруса.

Из анализа разреза мейшучунского яруса в стратотипической местности вытекают два важных вывода. Во-первых, его отложения образовались за время от второй половины манькайского века до начала ботомского. Такой вывод мог быть сделан только на основе сибирской шкалы, отражающей непрерывную последовательность фаунистических комплексов. Во-вторых, совершенно очевидно, что в качестве эталона границы докембрия и кембрия мейшучунский разрез неприемлем. Действительно, уровень границы, предлагаемый китайскими специалистами, соответствует границе между подъярусами манькайского яруса, а принятый рабочей группой — соответствует неопределенному стратиграфическому уровню в пределах атдабанского яруса сибирской шкалы.

Монголия (хребет Хасагт-Хаурхан). Этот разрез является одним из наиболее полных и богато охарактеризованных ДСО разрезов за пределами Сибирской платформы. Здесь на карбонатной цаганоломской свите с вендскими микрофитолитами и строматолитами без перерыва залегают терригенно-карбонатные породы баянголской свиты. Последняя подразделена на слои с фауной [Граница..., 1982]. В самых нижних слоях с *lapis* — *multa* обнаружен древнейший комплекс ДСО, в котором преобладают остатки склеритоморфных животных (целосклеритофоры, конодонтоподобные, томмотиидоподобные). Реже встречаются остатки раковинной фауны: *Purella cristata* Abaim., *P. atipica* (Miss.), *Ladatheca dorsocava* (sys.), *Tiksitheca* sp., *Anabarites trisulcatus* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *C. conicus* Miss., *Maikhanella multa* E. Zhag., ? *Sabelliditidae* gen. et sp. ind.

Как видно из приведенного списка, здесь отсутствуют формы, типичные для верхов манькайского (зона *plana*) и низов томмотского яруса. Тем не менее авторы работы "Граница..." [1982], коррелируют эти слои с низами томмотского яруса. Слои с *compressa* отделены от нижележащих интервалом без фауны. В данных слоях обнаружен комплекс ДСО, очень близкий к комплексу зоны *plana*

сибирских разрезов: *Anabarella plana* Vost., *Latouchella korobkovi* (Vost.), *L. sibirica* (Vost.), *Nomgoliella sinistrevolubilis* Miss., *Salanyella costulata* Miss., *Salanytheca papillaris* Miss., *Barskovia*, *Aegides*.

Выше выделены слои с *Anabarella plana*, *Tannuella gracilis* и "*Stenothecoides*". Весь этот интервал содержит довольно однообразный комплекс окаменелостей и может уверенно сопоставляться с нижнетоммотским подъярусом. Действительно, отсюда определены *Lapworthella tortuosa* Miss., *Heraultipegma*, *Egdetheca aldanica* Miss., *Turcutheca crassecochlia* (Sys.), *Torellella curva* Miss., *T. lentiformis* (Sys.), *Sachites proboscideus* Mesh., *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. vladimirovae* Miss., *Lasathea* sp., *Kunda tella*.

Слоями со "*Stenothecoides*" заканчивается разрез баянгольской свиты, на которой с известняковыми брекчиями в основании залегает саланыгольская свита с археоциатовыми известняками в кровле. Археоциатовые слои в нижней части имеют атдабанский возраст, в верхней — ботомский. На неровной поверхности саланыгольской свиты лежит хаирханская свита с толщей конгломератов в основании. Из цемента конгломератов определен смешанный томмотско-атдабанско-ботомский комплекс ДСО. Из элементов ботомского комплекса следует отметить *Lapworthella ex gr. dentata* Miss., *Discinella*, *Bazhenovia*, *Pelagiella*, *Mongolitubulus*, *Yochelcionella*. Таким образом, в разрезе можно установить следующие подразделения сибирской шкалы: зоны *purella* и *crassa* (слои с *licismulta*), зону *plana* (слои с *compressa*), нижнетоммотский подъярус (слои с *plana*, *gracilis* и "*Stenothecoides*"), верхнеатдабанский подъярус (саланыгольская свита) и низы ботомского яруса (низы хаирханской свиты). Подобная корреляция свидетельствует о высокой разрешающей способности сибирской шкалы.

Южный Казахстан (хребет Малый Каратау). Здесь прекрасно обнаженный разрез охватывает интервал от верхнего рифея до нижнего ордовика включительно. В последние годы стратиграфия и окаменелости из пограничных толщ докембрия и кембрия региона были изучены достаточно детально [Миссаржевский, Мамбетов, 1981; Ярусное расчленение..., 1984].

Самые низкие по разрезу ДСО обнаружены в верхней (беркутинской) пачке (зона *P. anabarica*) кыршабактинской свиты: протоконодонты — *Protohertzina anabarica* Miss., *P. unguliformis* Miss. Эти виды встречаются исключительно в манькайском ярусе Сибирской платформы. Выше, в фосфоритонесущей чулактауской свите, прямо с ее подошвы обнаружен относительно богатый комплекс ДСО, которые послужили основанием для двух местных зон: *Pseudorthotheca costata* и *Bercutia cristata*. В первой из них помимо зонального вида встречаются: *Pseudorthotheca siciformis* Miss., *Fomitchella aff. infundibuliformis* Miss., *Tiksitheca licis* Miss., *Ladatheca dorsocava* (Sys.), *L. annae* (Sys.), *Shabaktilla shabaktiensis* Miss., *Hyolithellus vladimirovae* Miss., *H. vitricus* Mamb., *Torellella* sp., *Anabarites signatus* Mamb., редкие обломки брахиопод (?). Подобный набор форм дает возможность уверенно сопоставлять эту часть разреза с нижнетоммотским подъярусом Сибирской платформы.

В следующей зоне комплекс ДСО значительно богаче. Здесь в изобилии встречаются томмотиниды (местные виды и роды), целосклеритофоры, хиолиты, хиолительминты: *Uniformitheca jasmiri* (Sys.), *Conotheca mammilata* Miss., *Halkieria costata* (Mesh.), *Torellella biconvexa* Miss. Подобное сочетание видов и более крупных таксонов ДСО характерно для верхов томмотского и низов атдабанского яруса. Однако никаких окаменелостей собственно атдабанского яруса в зоне *costata* не обнаружено. Это является важным аргументом в пользу доатдабанского возраста зоны.

Вышележащие породы шабактинской и бешташской свит (хребет Таласский Алатау) ложатся с признаками перерыва на чулактаускую свиту. В ее низах выделена местная зона *Rhombicoricniculum cancellatum*. В составе комплекса окаменелостей присутствуют, кроме вида-индекса, *Pelagiella lorenzi* (Kob.), *Microdyction*

effusum Bengt., Matth. et Miss., Amphigeizina, Protohertzina cultrata Miss., Beshtashe-
lla tortilis Miss. и другие формы, появляющиеся в типовых разрезах с начала
верхнеатдабанского подъяруса.

Еще выше, в зоне *Microcornus parvulus* — *Adyshevitheca*, помимо видов-индексов,
обнаружены характерные для низов ботомского яруса ДСО, такие, как *Mongolitubu-
lus squamifer* Miss., *Laticornus curtus* Mamb., *Discinella*, *Yochelionella*, *Lenastella*,
Koksujia, *Bazhenovia*, редлихонидные трилобиты рода *Ushbaspis*, таблички ехино-
дермат.

Таким образом, в данном регионе уверенно выделяются аналоги манькайского
и томмотского ярусов, верхнеатдабанского подъяруса и низов ботомского яруса.

Восточно-Европейская платформа и Скандинавия. В этом регионе находки
ДСО в доботомских отложениях исключительно редки. Однако их присутствие
на тех или иных стратиграфических уровнях позволяет привязать восточноевропей-
скую шкалу, обоснованную по акритархам, к сибирской. Так, отложения
ровенского и низов лонтоваского горизонтов практически повсеместно содержат
остатки сабеллитид — важнейшего компонента дотоммотского комплекса
фауны. В верхах ровенского и по всему лонтоваскому горизонту широко
распространены платисолениды. Со средней части лонтоваского горизонта (Эсто-
ния) появляются гастроподы — *Aldanella kunda* (Opik), *A. gozanovi* Miss.; хиолиты —
Allathecidae gen. et sp. ind.; хиолительмины — *Hyolithellus* sp.; брахиоподы (?)
[Пости, 1978; Стратиграфия..., 1979]. В Восточной Польше (скважина Лопеник)
примерно на том же уровне встречены *Aldanella polonica* Lend., *Anabarella* sp.,
? *Anabarites* sp., ? *Fomitchella* sp. [Lendzion, 1977].

Таким образом, нижняя часть ровенского горизонта (до уровня появления
первых платисоленид) может коррелироваться с нижнеманькайским, а верхняя
его часть и низы лонтоваского горизонта — с верхнеманькайскими подъяруса-
ми: развитие первых платисоленид на Сибирской платформе приурочено к осно-
ванию последнего. Несомненно также, что слои с *A. kunda* (Opik) и *A. gozanovi*
Miss. следует относить уже к нижнетоммотскому подъярису, так как на Сибирской
платформе последний вид не встречается вне этого интервала.

Слои с *A. polonica* Lend. соответствуют самым верхам манькайского яруса или
низам томмотского, ибо верхние находки *Anabarella* отмечены близ подошвы
последнего. Очевидно, к верхнетоммотскому подъярису (зона *Mobergella*) могут
быть отнесены верхи лонтоваского горизонта в пределах Московской синеклизы.
Основанием для этого служат находки мoberгеллид в кровле глебовских слоев,
согласно залегающих на лежской свите с лонтоваским комплексом акритарх
[Стратиграфия..., 1979].

Верхнее ограничение зоны *Mobergella* (или граница томмотского и атдабанского
ярусов) в непрерывной серии осадков фиксируется в Восточной Польше и на о-ве
Готланд. В последнем случае непосредственно над слоями с *Mobergella* (мощностью
около 10 м) залегают слои с *Mickwitzia monilifera* (Linn.) и *Torellela loevigata*
(Linn.). В Польше зона *Mobergella* завершает дотрилобитовые слои и непосред-
ственно перекрывается отложениями зоны *Holmia*. Мoberгеллы (несколько видов)
встречены и в ряде других районов Скандинавии совместно с брахиоподами,
хиолительминтами и томмотидами родов *Tommotia* и *Camenella*.

Во всех случаях слои с *Mobergella* залегают ниже пород с первыми трило-
битами и вольбортеллами [Bengtson, 1977]. Исключение составляет лишь разрез
у оз. Мьёса в Норвегии, где мoberгеллиды обнаружены в сланцах Брастад,
т.е. несколько (около 1 м) выше слоев с трилобитами *Schmidtellus* cf. *mickwitzi*
(Mob.). Однако есть данные о наличии на их раковине только шести пар
мускульных отпечатков¹. Подобные мoberгеллиды на Сибирской платформе
появляются с основания атдабанского яруса, что позволяет относить пачки Брэнсэт-

¹ Автор выделил в отдельный род *Brastadella* мoberгеллиды с шестью парами мускульных отпечатков.

тер и сланцы Брастад к низам атдабанского яруса. За исключением глебовских слоев, где Mobergella встречена с лонтоваским комплексом акритарх, в отложениях зоны Mobergella присутствует талсинский комплекс [Vidal, 1981]. Из этого можно сделать вывод, что древнейшие отложения зоны Mobergella относятся к лонтоваскому горизонту, а ее верхняя (возможно, большая часть) — к талсинскому.

Англия. Кембрийская система впервые установлена в Англии 150 лет тому назад, но лишь в последние годы выяснилось, что этот регион не может служить основой для создания зональной и ярусной шкалы его нижнего отдела [Кауи и др., 1976; Brasier, Hewitt, 1979, 1981; Brasier, 1984; и др.]. Однако разрезы нижнего кембрия в ее центральных районах (Шропшир, Нанитон) содержат на отдельных стратиграфических уровнях достаточно представительные комплексы ДСО, близкие по родовому и видовому составу к сибирским. Древнейшие отложения кембрия здесь представлены кварцитами Хартсхилл и Рекин, в которых отмечены ихнофоссилии палеозойского облика и обломки брахиопод. Последние дают возможность считать эту часть разреза не древнее томмота.

Первый комплекс ДСО обнаружен в пачке Хоум-Фарм: *Sunnaginia* sp., *Obolella* *groomi* Mathew, *Micromitra*, *Tommotia baltica* Bengt., *T. kozlowskii* Miss., *Camenella garbowskae* Miss., *Torella biconvexa* Miss., *Rhombicorniculum insolutum* Miss., *Coleoloides trigeminatus* Miss., *C. tipcalis* Walc., *Novitatus laevis* Sys., *Amphigeisina*. Состав комплекса позволяет уверенно относить отложения этой части разреза к нижней зоне атдабанского яруса (*zegebarti*).

В базальной пачке нижнекембрийских песчаников помимо хиолительминтов и брахиопод определена *Mobergella* cf. *turgida* Bengt. Если определение корректно (неизвестно количество мускульных отпечатков), то эта часть разреза может коррелироваться с верхами томмотского яруса. Верхи нижнекембрийских песчаников (AC_1) и низы нижнекембрийских известняков ($AC_2=AC_3$), относимые к зоне *Callavia*, содержат помимо прочих ДСО *Rhombicorniculum cancellatum* (Cobb.) — формы, характерной для верхнеатдабанского подъяруса.

В слоях AC_4 имеется уже типичный нижнеботомский набор окаменелостей: *Microcornus parvulus* Mamb., *Gracilitheca ternata* Sys., *Adyshevotheca* sp., *Sokolovitheca* ex gr. *sokolovi* Sys., *Lapworthella nigra* Cobb., *L. dentata* Miss., *Archiassterella* sp., *Microduction* sp. Таким образом, в английских разрезах уверенно выделяются подъярусы атдабанского и низы ботомского ярусов.

Северная Америка. Для различных районов о-ва Ньюфаундленд с учетом предыдущих исследований и новых палеонтологических открытий С. Бенгтсон и Т. Флетчер [Bengtson, Fletcher, 1983] приводят корреляционную схему формаций пограничных толщ докембрия и кембрия. Согласно этим исследованиям, на п-ове Бурин наблюдается залегание непрерывной серии осадков формации Чепель с первыми ДСО на вулканогенно-осадочных породах группы Фортун с отпечатками вендских метазоа в нижней части и ихнофоссилиями в верхней.

В основании формации Чепель также обнаружены ихнофоссилии, близкие к *Harlanella podolica* Sok. из котлинского горизонта Восточно-Европейской платформы, а несколько выше (непосредственно под четвертой пачкой пород с ДСО) — ихнофоссилии кембрийского облика [Ярусное расчленение..., 1984]. ДСО представлены набором видов, характерных для нижней зоны томмотского яруса: *Aldanella attleboroensis* (Sh. et F.), *Heraulitipegma* sp., *Lapworthella ludwigseni* Land., *Fomitichella* cf. *acinaciformis* Miss., *Halkieria* sp., *Ginella* sp., *Latouchella* sp. Самая верхняя пачка 5 формации Чепель и вышележащая формация Рэндом окаменелостей не содержат.

В низах следующей формации Бонависта (мощность 30 м) обнаружен практически тот же комплекс ДСО, что и в пачке 4 формации Чепель. Весь интервал пород от подошвы четвертой пачки до кровли нижней пачки формации Бонависта

выделен в местную зону *A. attleborensis*, по которой и предлагается проводить нижнюю границу кембрия.

В верхней пачке формации Бонависта, отнесенной к низам зоны *Coleoloides typicalis*, обнаружены *Randomia aurogae* (Cobb.) и *Fordilla troyensis* Barr. В верхней половине зоны *typicalis* ниже трилобитовой зоны *Callavia* определены: *Sunnaginia ex gr. imbricata* Miss., *Eccentrotheca kanesia* Land., *Tommotia baltica* Bengt., *Cammenella cf. baltica* Bengt., *Halkieridae*, хиолиты отрядов *Orthothecida* и *Nyolithida*. Подобный набор форм в английском разрезе обнаружен с заведомо нижнеатдабанскими видами (см. выше). Таким образом, низы зоны *typicalis* можно коррелировать с верхнетоммотским подъярусом, а верхи — с нижнеатдабанским. Маныкайскому ярусу, очевидно, соответствует часть формации Чепель (пачки 2 и 3) с ископаемыми кембрийского облика.

Этапы развития фауны и ярусы нижнего кембрия

Как видно из приведенной выше корреляции, сибирская шкала отражает общую закономерность развития животного мира на рубеже докембрия и кембрия. Это позволяет в разных точках планеты при наличии достаточно представительного палеонтологического материала устанавливать аналоги сибирских ярусов, подъярусов и в некоторых случаях зон, хронологические эквиваленты которых соответствуют определенным этапам эволюции различных групп животных с минерализованным скелетом. Появление различных групп последних не было одновременным (табл. 3), и для отдельных отрезков времени (этапов) существуют свои неповторимые сочетания представителей различных групп животных, составляющих фаунистическую характеристику древнейших кембрийских ярусов. Ниже приводится краткая характеристика этих этапов.

Первый этап (маныкайский век). Время становления первых групп с минерализованным скелетом при полном отсутствии таких нижнекембрийских групп, как археоциаты, трилобиты, брахиоподы. Наиболее широким распространением пользуются проблематичные кишечнополостные — анабаритиды. Типичны животные с экзоскелетом склеритового типа — протоконодонты, целосклеритофоры. Группы со скелетом раковинного типа появляются лишь в конце этапа — зоомоноплакофоры, хиолиты, гастроподы. Все группы, за исключением анабаритид и целосклеритофор, представлены единичными видами, но образующими крупные по численности популяции. Последние немногочисленны в видовом отношении в начале этапа, но очень разнообразны в его конце. Пик видового разнообразия для анабаритид приходится на конец этапа, а целосклеритофор на начало следующего этапа.

Второй этап (томмотский век). Знаменуется появлением археоциат, брахиопод, хиолителаминтов, томмотиид и ряда других групп. Очень широко развиты зоомоноплакофоры, целосклеритофоры, томмотииды. Резко увеличивается разнообразие хиолитов. Трилобиты отсутствуют. Анабаритиды очень редки в начале этапа и к его середине исчезают.

Третий этап (атдабанский век). Время появления и становления трилобитов и остракод, широкой экспансии (глобальное распространение) и большого видового разнообразия археоциат, хиолитов, в меньшей степени брахиопод, губок. В конце этапа появляются стенотекоиды, ленаргиниды. Остальные группы, ранее занимавшие в биотах значительное место, отошли на задний план.

Четвертый этап (ботомский век). Знаменуется широким развитием и большим видовым разнообразием археоциат, трилобитов, хиолитов, стенотекоид, появлением иглокожих, келаннеллид. Существуют и процветают все характерные для раннего кембрия группы животных.

Рассмотренная этапность в развитии животного мира на рубеже докембрия и кембрия может быть установлена в разрезах любых точек земного шара, где есть отложения этого возраста, содержащие более или менее полный палеонтологический материал. Ее следует признать универсальной и предлагать как основу для общей шкалы древнейших толщ фанерозоя.

Если быть до конца последовательным и считать биохронологию основным инструментом для расчленения, нижнюю границу фанерозоя и палеозоя (?) необходимо проводить по подошве зоны с древнейшим комплексом многоклеточных, а нижнюю границу кембрия — по подошве зоны с древнейшим комплексом животных с минерализованным скелетом. В этом случае проблема нижней границы кембрия решается однозначно. Если же стать на иную позицию, т.е. выбирать нижний рубеж кембрия где-то внутри последовательности древнейших зон (обоснованных по скелетным животным), то тут открывается широкий простор для дискуссий о том, какой уровень более приемлем.

Немаловажным фактором при выборе границы является принцип удобства, предусматривающий возможность наиболее широкого (межрегионального, глобального) прослеживания уровня, принятого за нижнюю границу кембрия. Однако с развитием детальных биостратиграфических исследований представление о возможном положении такого уровня может меняться. То, что на сегодня кажется мало приемлемым, например, предложенный здесь вариант проведения нижней границы кембрия по подошве манькайского яруса, завтра может быть не только удобным, но и, главное, соответствующим началу нового этапа в развитии.

Действительно, уже сейчас этот уровень фиксируется на севере и юго-востоке Сибирской платформы, а на Восточно-Европейской платформе является одним из наиболее четких в вендо-нижекембрийской последовательности отложений (нижняя граница балтийской серии) [Соколов, 1984]. Вариант проведения нижней границы кембрия по основанию томмотского яруса поддерживается многими советскими геологами и узаконен решением МСК [Постановление..., 1983]. Этот уровень прекрасно устанавливается в пограничных толщах докембрия и кембрия на Сибирской платформе, а также в некоторых разрезах Монголии, Северного Тянь-Шаня (хребет Малый Каратау), в Канаде (о-в Ньюфаундленд). Однако в других районах земного шара определение нижней границы кембрия на этом рубеже затруднено.

Из других вариантов проведения нижней границы кембрия следует отметить мнение Б.С. Соколова [1984]. Он предлагает добавить к томмотскому ярусу доархеоциатовые слои с зоомонаплакофорами, хиолитами и гастроподами (зоны *cristata*, *crassa* и *plana* по шкале, принятой в данной работе) и именно под ними проводить нижнюю границу кембрия. С этой позицией согласуется мнение А.И. Валькова [1982]. В его варианте нижняя граница кембрия совпадает с подошвой выделенного им чабурского яруса (горизонта), который соответствует названным выше трем верхним зонам манькайского яруса. В этом случае нижняя граница кембрия достаточно четко устанавливается в пределах Сибирской платформы и менее уверенно в Китае (подошва яруса мейшучун) и Монголии (подошва баянгольской свиты, слоев *licis-multa*). Ко всему сказанному можно добавить, что на западе Северной Америки и Северной Африки наиболее четкими из древнейших слоев со скелетными окаменелостями будут стратиграфические уровни в основании последовательности трилобитовых зон, а в Австралии — слоев с комплексами археоциат.

Все перечисленные варианты проведения нижней границы кембрия находят выражение в предлагаемой общей стратиграфической шкале (ОСШ) пограничных толщ докембрия и кембрия. Специфика ОСШ заключается в том, что она отражает непрерывность стратиграфической последовательности и действует как хронологический инструмент [Соколов, 1971]. Ее значение для глобальной кор-

реляции отложений несколько не изменится, если мы примем любой из вариантов проведения нижней границы кембрия. Однако в основе построения ОСШ лежит эволюция органического мира Земли и ее наиболее важным переломным моментам, зафиксированным в палеонтологических остатках, должно придаваться соответствующее значение. Появление первых скелетных животных отражает именно один из таких моментов, и начало манькайского века определяет начало новой эпохи, а может быть, и эры в истории Земли. В связи с этим логично в ОСШ нижнюю границу манькайского яруса считать нижней границей кембрия.

Следует отметить, что обоснование древнейших фанерозойских ярусов вполне отвечает требованиям, предъявляемым к подобным единицам ОСШ. Во-первых, они выделены на эволюционной основе. Их временной эквивалент соответствует этапам развития фауны. Они состоят из суммы зон, и их границы определяются границами между зонами смежных ярусов. На этих рубежах происходят более глубокие изменения фауны, чем на границах между зонами яруса. На фоне глобального распространения ярусов составляющие его зоны в основном имеют региональное значение, хотя в ряде случаев распознаются и за пределами Сибирской платформы. Таким образом, в общую шкалу, как наиболее подробный эталон, вводятся зональные подразделения, основанные на зонах стратотипического региона. Стратотипическими регионами для ярусов и зон обсуждаемой шкалы являются склоны Анабарского массива (манькайский ярус, граница между ним и томмотским ярусом, древнейшая зона томмотского яруса) и северный склон Алданского щита (томмотский и атдабанский ярусы и их зональное содержание).

АКРИТАРХИ И СТРАТИГРАФИЯ КЕМБРИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Первым исследователем растительных микрофоссилий (акритарх) кембрия была С.Н. Наумова [1949], которая опубликовала статью с описанием 12 видов микрофоссилий из нижнекембрийских синих глин Прибалтики. В последующее время наряду с С.Н. Наумовой [1960, 1968], изучением кембрийских акритарх занимались Б.В. Тимофеев [1959, 1966], Е.М. Андреева [1966а], Е.Д. Шепелева [1969], В.В. Кирьянов [1968; Кирьянов, Чернышева, 1967], А.И. Фридрихсоне [1971; Лиелдiena, Фридрихсоне, 1968], Н.А. Волкова [1968, 1969, 1973, 1974а], Н.И. Умнова и Е.К. Фандерфлит [1971], Т.В. Янкаускас [1974а,б; 1975, 1976] и др.

Наиболее значительные работы по акритархам кембрия были опубликованы в последние годы. Вышла в свет сводка [Волкова и др., 1979] по программе польско-советских исследований, в которой изложены итоги многолетнего изучения акритарх нижнего и низов среднего кембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Интересна монография Л.Т. Пашкявичене [1980], где детально рассмотрены акритархи пограничных отложений венда и кембрия этого региона.

В настоящее время на западе Восточно-Европейской платформы достаточно хорошо изучены акритархи верхнего докембрия, нижнего и низов среднего (зона *Paradoxides oelandicus*) кембрия. Акритархи более высоких зон среднего, а также верхнего кембрия были обнаружены в этом регионе только в последнее время [Янкаускас, 1980а; Волкова, 1980, 1982, 1983; Волкова и др., 1981; Волкова, Голуб, 1985; Боровко и др., 1984].

Акритархи найдены в переходных слоях между кембрием и ордовиком в Московской синеклизе и Прибалтике, известных под названием саблинской, ижорской, тискреской, пестовской, веселовской, моложской, кобожинской, бугинской свит, петсерийских, оболково-диктионемовых, кувшиновских слоев и др.

Возраст этих отложений, в которых фауна крайне редка, оценивался разными исследователями неодинаково — от раннего кембрия до раннего ордовика [Шестакова и др., 1976; Плисов и др., 1977]. Акритархи из указанных отложений изучались многими исследователями начиная с 1950 г. [Наумова, 1950; Тимофеев, 1959, 1966; Тимофеев и др., 1976; Андреева, 1966а,б; Умнова, Фандерфлит, 1971; Герман, Тимофеев, 1974; Янкаускас, Пашкявичене, 1972; Янкаускас, 1974б; Умнова, 1975; Плисов и др., 1977].

Большинство работ посвящены акритархам ижорской свиты и оболково-диктионемовых слоев. Суждения авторов о возрасте ижорской свиты и о таксономическом составе содержащихся в ней акритарх крайне разноречивы. Одни относят ижорскую свиту к нижнему кембрию [Янкаускас, 1974б], другие — к среднему [Тимофеев и др., 1976] или условно среднему [Умнова, Фандерфлит, 1971], третьи — к нижнему ордовика [Плисов и др., 1977]. Отложения ижорской свиты не содержат достоверной фауны, а судить о ее возрасте по составу акритарх не представляется возможным, поскольку акритархи ижорской свиты представлены либо местными таксонами, либо таксонами широкого вертикального распространения.

Акритархи оболково-диктионемовых слоев все исследователи считают трематодскими. Новые результаты изучения фауны [Боровко и др., 1980, 1984; Коробов, Янкаускас, 1982] и акритарх [Янкаускас, 1980а; Волкова, 1980, 1982, 1983] показали, что нижняя часть оболково-диктионемовых слоев должна быть отнесена к верхнему кембрию и отчасти к среднему. Граница между кембрием и ордовиком проходит внутри оболково-диктионемовых слоев или пакерортского горизонта.

Кембрийские акритархи на Восточно-Европейской платформе широко распространены. Они представляют собой сложную разнообразно устроенную группу, насчитывающую около 300 видов. В составе хорошо изученных нижнекембрийских акритарх выделены пять комплексов, что позволило подразделить отложения нижнего кембрия с учетом фаунистических данных на пять горизонтов [Волкова и др., 1979]. В балтийской серии (томмотский ярус, дотрилобитовые слои) установлены ровенский и лонтоваский горизонты, в слоях зоны *Holmia* (атдабанский ярус) — люкатиский (талсинский) и вергальский, в отложениях зоны *Protolenus* (ленский ярус) — раусвенский горизонты. Кроме того, кибартайский горизонт выделен в отложениях нижней части среднего кембрия (зона *Paradoxides oelandicus*).

Граница между вендом и кембрием на Восточно-Европейской платформе обычно проводилась по подошве балтийской серии [Волкова и др., 1979]; в настоящее время нижняя граница кембрия в этом регионе проводится внутри балтийской серии по подошве лонтоваского горизонта [Соколов, 1984].

Акритархи венда, нижнего кембрия и низов среднего кембрия

Акритархи верхних горизонтов венда, котлинского горизонта валдайской серии и ровенского горизонта балтийской представлены в основном простыми сферическими формами без ярко выраженной орнаментации и принадлежат группе сфероморфид. Кроме того, в обоих горизонтах венда много нитчатых асептатных и септированных форм. Котлинский горизонт характеризуется присутствием трубчатых форм из группы *Rudnjana* и нитчатых форм с ромбическим рисунком, а также появлением в некоторых разрезах западных и центральных районов редких экземпляров лейосфебридий с медианным разрывом (*Leiosphaeridia bicrura* Jank.), мелких акритарх с шипиками (*Micrhystridium tornatum* Volk.) и мелких спор с тетрадным рубцом (*Ambiquaspora parvula* Volk.). Граница ровенского горизонта фиксируется по появлению в разрезе своеобразных лейосфебридий с толстой оболочкой (*Leiosphaeridia dehisca* Pask., *L. pylomifera* Pask.),

конусовидных оболочек *Ceratophyton*, овальных с терминальным пиллом *Theophipolia* и по резкому увеличению количества *M. tornatum*.

Уровень нижнего кембрия, соответствующий подошве лонтоваского горизонта томмотского яруса или дотрилобитовых слоев, легко устанавливается по появлению акритарх, снабженных зоной (роды *Granomarginata*, *Leiomarginata*) и порами-каналами (*Tasmanites tenellus* Volk.), а также оболочек своеобразной морфологии *Pulvinosphaeridium antiquum* Pask.

Начиная с уровня трилобитовых слоев (зона *Holmia*), в нижнем кембрии (люкатиский, вергальский, раусвенский горизонты) и низах среднего кембрия (кибартайский горизонт) широко развиты сферические формы акритарх, снабженные различного типа выростами из подгруппы *Acanthomorphae*. Они представлены родами *Baltisphaeridium*, *Micrhystridium*, *Multiplicisphaeridium* и характерным нижнекембрийским родом *Skiagia* — с выростами, концы которых расширены наподобие воронок. Разница в составе комплексов акритарх указанных горизонтов сводится в основном к различию в видовом составе этих родов.

В люкатиском горизонте развиты преимущественно акантоморфные акритархи, оболочка которых орнаментирована более или менее одинаковыми выростами (*Baltisphaeridium cerinum* Volk., *Skiagia orbiculare* (Volk.) Downie, *S. ornata* (Volk.) Downie, *S. compressa* (Volk.) Downie, *Micrhystridium pallidum* Volk. и др.). Здесь впервые отмечены также оболочки со своеобразно орнаментированной внутренней цистой (*Archaeodiscina umbonulata* Volk.).

Вергальский уровень характеризуется появлением акритарх полиэдрической формы (*Estiastra minima* Volk.), а также представителей родов *Baltisphaeridium* (*B. varium* Volk.) и *Micrhystridium* (*M. radzyncium* Volk.), оболочка которых снабжена выростами разной формы и размера. Впервые наблюдаются акритархи с чашеобразной формой выростов (*B. insigne* (Fridrichsone) Volk.) и мелкие акритархи яйцевидной формы с терминальным отверстием (роды *Ovulum* и *Aranidium*).

В раусвенском горизонте появляются мелкие оболочки эллипсоидальной формы с длинным выростом на одном из полюсов (*Volkovia dentifera* (Volk.) Downie), продолговатые полупризматические оболочки с продольными ребрами (род *Eliasmus*), оболочки с лепестковидной формой выростов (род *Liepaina*).

Кибартайский горизонт среднего кембрия отличается по присутствию крупных бугорчатых цист с большим неправильной формы терминальным отверстием (*Lophosphaeridium variabile* Volk.), форм с длинными хлыстообразными выростами, которые сгруппированы попарно на поверхности оболочки (*Baltisphaeridium pseudofaveolatum* Fridrichsone), и полиэдрических оболочек рода *Cristallinium* (= *Cymatiosphaera* div. sp. [Волкова и др., 1979, табл. 15, фиг. 5—12]). В этом горизонте еще широко представлены нижнекембрийские виды акритарх.

Ближние комплексы нижнекембрийских акритарх известны также за пределами Восточно-Европейской платформы. Лонтоваский комплекс обнаружен в верхах кессюинской свиты (томмотский ярус) на Оленекском поднятии [Огурцова, 1975] и в чулактауской свите (томмотский ярус) хребта Малый Каратау [Огурцова, 1981]. Комплекс, близкий люкатискому, найден в отложениях девилля Бельгии и французских Арденн [Vanguetstine, 1974], нижней части свиты Седерфьярден Финляндии [Туппи, 1982]. Комплексы с типичными акантоморфными акритархами люкатиско-вергальского уровня встречены в зоне *Holmia* Дании, Швеции, Норвегии [Vidal, 1981a,b], в фукоидных слоях Шотландии, в свитах Бастион и Элла-Исланд Гренландии, в свите Гог провинции Альберта в Канаде [Downie, 1982], в сланцах группы Брей Ирландии [Smith, 1977], в верхней части свиты Цюнчжусы провинции Юньнань Китая [Xing, 1982]. Заметим, что в Китае акантоморфные акритархи встречены на уровне появления первых нижнекембрийских трилобитов. Комплексы, сходные с вергальским и раусвенским,

описаны из шабактинской свиты Малого Каратау [Королев, Огурцова, 1981], возраст которой обоснован находками фауны.

На Сибирской платформе акритархи люкатиско-вергальского уровня (*Baltisphaeridium strigosum* Jank., *B. primatum* Jank., *B. varium* Volk., *Skiagia ciliosa* (Volk.) Downie) обнаружены в подсолевых отложениях, вскрытых рядом скважин в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы [Патилетов, 1980; Рудавская, 1980; Волкова и др., 1980]. Эти отложения обычно сопоставлялись с мотской серией и относились к верхнему докембрию (юдомиию). Находки этих акритарх, по мнению одних исследователей [Волкова и др., 1980], могут доказывать нижекембрийский возраст вмещающих отложений; по мнению других [Пятилетов, 1980], они свидетельствуют о появлении указанных форм на Сибирской платформе в докембрийское (юдомское) время. Однако подобное предложение трудно допустить. Акантоморфные акритархи родов *Baltisphaeridium* и *Skiagia* установлены в слоях с нижекембрийскими трилобитами не только на Восточно-Европейской платформе, но также в Казахстане [Королев, Огурцова, 1981], в провинции Юньнань Китая [Xing, 1982], в Скандинавии [Vidal, 1981a-c], на северо-западе Канады [Walton, 1980]. Вряд ли юг Сибирской платформы мог представлять собой особую провинцию, где эти формы появились раньше.

Кибартайский комплекс акритарх известен пока только на Восточно-Европейской платформе. Стратиграфически близкие комплексы описаны на восточном Ньюфаундленде из свиты Чемберлейнс-Брук, отложения которой принадлежат верхам зоны *Paradoxides oelandicus* — низам зоны *P. paradoxissimus* [Martin, Dean, 1983, 1984]. Однако эти комплексы значительно отличаются от кибартайского почти полным отсутствием акантоморфных акритарх, которые составляют более половины кибартайского комплекса.

При характеристике нижекембрийских комплексов акритарх и кибартайского комплекса низов среднего кембрия подчеркивались только наиболее яркие изменения в их составе, происходящие на уровне горизонтов. Детальная характеристика комплексов с полным списком таксонов и привязкой их к конкретным разрезам приведена в целом ряде работ [Кириянов, Чернышова, 1967; Кириянов, 1968; Волкова, 1968, 1969, 1973; Волкова и др., 1979; Фридрихсоне, 1971; Пашкявичене, 1980; и др.].

Акритархи верхней части среднего кембрия, верхнего кембрия и тремадока

Описание комплексов акритарх, установленных в более высоких зонах среднего и в верхнем кембрии, дано по материалам автора, полученным за последние годы. Они известны из сравнительно небольшого (60 образцов) материала, происходящего из разрезов среднего и верхнего кембрия Московской синеклизы (скважины Толбухино-1, Рыбинская-1, Даниловская-11), Ленинградской области (скважины Заречье, обнажение на р. Ижоре), Эстонии (скважины Маарду-9, Хино, обнажения Юлгазе, Турьекелдри, на р. Суурйюги ниже села Ви́хула), Калининградской области (скважины Веселовская 5 и 8). В изученных отложениях выделены восемь комплексов акритарх: два в среднем кембрии (СК) и шесть в верхнем (ВК) (табл. 4, см. вкл.).

Материал, положенный в основу работы, недостаточен, чтобы уверенно устанавливать зоны или горизонты. Поэтому мы ограничиваемся лишь выделением комплексов с наименованием наиболее типичных таксонов. Комплексы определяются первым появлением некоторых таксонов, а также присутствием характерных видов. Возраст комплексов СК2, ВК4А, ВК4Б и ВК5 подтвержден находками во вмещающих отложениях трилобитов и конодонтов, возраст остальных установлен по сопоставлению с хорошо изученными ассоциациями акритарх восточного Ньюфаундленда [Martin, Dean, 1981, 1983, 1984], стратигра-

фический интервал которых увязан с трилобитовыми зонами. Учитывались также краткие сведения об акритархах типовых разрезов Англии и Уэльса [Potter, 1974]. В одном разрезе обычно наблюдалась смена одного-двух, редко трех комплексов.

В низах среднего кембрия (кибартайский горизонт, нижняя часть зоны *Paradoxides oelandicus*) еще присутствует много нижнекембрийских видов акритарх. Начиная примерно с нижней части следующей зоны среднего кембрия *Paradoxides paradoxissimus* или, возможно, верхов зоны *P. oelandicus* состав акритарх сильно меняется. Почти все типичные нижнекембрийские таксоны акритарх, в том числе и род *Skiagia*, вымирают. Господство получают среднекембрийские акритархи подгруппы *Herkomorphitae*, представленные родами *Eliasum*, *Cristallinium*, *Timofeevia*, *Dictyotidium*. Особенно широкое распространение получают *Cristallinium* и *Timofeevia*.

Комплекс СК1 выделен из отложений веселовской свиты, вскрытой скважинами Веселовская 5 (интервал 2494,0—2497, 6 м) и 8 (интервал 2461,0—2469, 3 м) в Калининградской области [Никашин и др., 1986]. Он включает *Adara* sp., *Cristallinium cambriense* (Slavikova) Vang., *Baltisphaeridium* sp., *Celtiberium* ? sp., *Eliasum* sp. I, *Cranomarginata* sp., *Micrhystridium* aff. *lanceolatum* Vang., *Micrhystridium* spp., *Multiplicisphaeridium* sp., *Ovulum* sp., *Retisphaeridium* sp., *Zonosphaeridium* cf. *ovillensis* Cramer et Diez. и др. Для комплекса характерно постоянное присутствие значительного количества *C. cambriense* и *Eliasum* sp. I.

Сходные по составу ассоциации со значительным участием *C. cambriense* и рода *Eliasum* обнаружены [Martin, Dean, 1981, 1984] в нижней части свиты Мануелс-Ривер в восточном Ньюфаундленде (микрофлора A0 *Eliasum* ? *hytchinsonii* — *Cristallinium cambriense* и микрофлора A1 *Adara* alea — *Eliasum laniscum*), которые соответствуют средней части зоны *Paradoxides paradoxissimus*.

Редкие экземпляры рода *Eliasum* (= *Cymatiosphaera* s. I [Волкова и др., 1979]) отмечены на Восточно-Европейской платформе еще в раусвенском горизонте нижнего кембрия, а на востоке Ньюфаундленда — в зоне *Paradoxides oelandicus*. Однако в комплексах акритарх этих уровней на Восточно-Европейской платформе еще много типичных нижнекембрийских видов, которые в веселовской свите не обнаружены. *Cristallinium cambriense* на востоке Ньюфаундленда появляется только в микрофлоре A0. Кроме того, в веселовской свите не встречен род *Timofeevia*, единичные экземпляры которого на востоке Ньюфаундленда хотя и известны с верхов зоны *Paradoxides oelandicus*, но широкое распространение получают только с верхней части зоны *Paradoxides paradoxissimus*. Поэтому можно предположить, что комплекс СК1 примерно соответствует середине зоны *Paradoxides paradoxissimus*.

Комплекс СК2 с *Cristallinium* sp., *Timofeevia janishewskyi*, *T. lancarae* установлен в отложениях нижней части моложской серии Московской синеклизы (скважина Толбухино-1, интервал 2173,4 — 2239 м). В верхней части этого интервала на глубине 2175 м найден трилобит *Agnostus subsulcatus* West [Коробов, Янкаускас, 1982], который характерен для верхов среднего кембрия (зона *Leipyge laevigata* или верхи зоны *Paradoxides forchhammeri*). Наиболее важными компонентами комплекса СК2, присутствующими постоянно и в значительном количестве, являются: *Timofeevia janishewskyi* (Vang.) Volk., *T. lancarae* (Cramer et Diez) Vang., *T. aff. lancarae*, *Cristallinium* sp., *Dictyotidium* aff. *hasletianum* Vang.

Находка трилобита позволяет отнести комплекс СК2 к верхам зоны *Paradoxides forchhammeri*. Однако трилобит найден в самой верхней части изученного интервала скважины Толбухино. Не исключено, что нижние 60 м этого интервала, где комплекс СК2 имеет тот же состав, могут еще принадлежать нижней части зоны *P. forchhammeri* и даже верхам зоны *P. paradoxissimus*. Постоянное присутствие в комплексах *Timofeevia* на востоке Ньюфаундленда фиксируется именно с этого уровня (микрофлора A2, комплекс *Timofeevia phosphoritica* —

Vulcanisphaera turbata). Комплекс СК2 примерно соответствует нижней части интервала микрофлоры А2, где еще отсутствует *Vulcanisphaera turbata* Martin, т.е. верхней части зоны *P. paradoxissimus* и зоне *P. forchhammeri* (кроме самых ее верхов). К сожалению, стратиграфический интервал микрофлоры А2 охватывает значительную часть разреза — от верхов зоны *P. paradoxissimus* среднего кембрия до зоны *Olenus* и несколько выше ее верхнего предела, что связано с плохой сохранностью материала. Ф. Мартен специально отмечает, что плохая сохранность акритарх не позволяет подразделить отложения с микрофлорой А2.

Для комплексов СК1 и СК2 характерны акритархи родов *Eliasum*, *Cristallinium* и *Timofeevia*. Верхнекембрийские роды акритарх здесь отсутствуют. Существование рода *Eliasum*, по данным одних авторов [Martin, Dean, 1981, 1983], ограничено средним кембрием, по данным других [Fombella, 1978, 1982], он известен также из отложений верхнего кембрия вплоть до тремадока. Однако в отложениях, изученных последним автором (свита Овиль Испании), макрофауна отсутствует. Появляется *Eliasum* (= *Cymatosphaera* sp. 1 [Волкова и др., 1979]) на Восточно-Европейской платформе в раусвенском горизонте нижнего кембрия и существует в течение среднего кембрия, включая зону *P. paradoxissimus*. Самые ранние находки на востоке Ньюфаундленда зарегистрированы в зоне *Paradoxides oelandicus*.

Род *Cristallinium* (*Cymatosphaera* div. sp. [Волкова и др., 1979, табл. 15, фиг. 5—12]) на Восточно-Европейской платформе и на востоке Ньюфаундленда [Martin, Dean, 1984] известен с зоны *Paradoxides oelandicus* и продолжает существовать на протяжении всего среднего и верхнего кембрия, а также в тремадоке [Martin, Dean, 1981].

Присутствие *Timofeevia* на востоке Ньюфаундленда зарегистрировано с зоны *P. oelandicus*, на Восточно-Европейской платформе он обнаружен только с верхов зоны *P. paradoxissimus*. Верхний предел распространения этого рода в обоих районах ограничен верхним кембрием.

Среднекембрийские комплексы с *Eliasum*, *Cristallinium* и *Timofeevia* распространены достаточно широко. Помимо востока Ньюфаундленда они известны из трилобитовой зоны *Essarparadoxides pusillus* Чехословакии [Vavrdova, 1982]; из свиты Сосинк юго-восточной части Турции [Erkmen, Bozdogan, 1981], среднекембрийский возраст которой подтвержден находками трилобитов; из среднего кембрия (зона *Paradoxides oelandicus* или низы зоны *P. paradoxissimus*) долины Тахетдирт в Марокко [Vanguetstaine, Van Looy, 1983]; частично из свиты Овиль Испании [Cramer, Diez, 1972; Fombella, 1977, 1978, 1982]; из свиты Булей-Бей Ирландии, где возраст определен по акритархам [Smith, 1981], а также из зон 2 и 3 ревиния Бельгии [Vanguetstaine, 1974, 1978].

Акритархи этого уровня выделены М. Вангустейном [Vanguetstaine, Van Looy, 1983] в суперзону III, *Cristallinium cambriense* — *Eliasum*/*Timofeevia*, которая охватывает интервал от верхов зоны *Paradoxides oelandicus* до низов зоны *P. forchhammeri*. Следует отметить, что в комплексе СК2 Московской синеклизы род *Eliasum* отсутствует. Возможно, это объясняется провинциальными особенностями.

Разнообразие акритарх на протяжении верхнего кембрия постепенно увеличивается. Возраст комплексов ВК1, ВК2 и ВК3 определен на основании их сопоставления с известными ассоциациями акритарх типовых разрезов верхнего кембрия Великобритании [Potter, 1974], а также с хорошо датированными комплексами востока Ньюфаундленда [Martin, Dean, 1981] и отчасти Бельгии [Vanguetstaine, 1974].

Комплекс ВК1 с *Pirea* sp., *Vulcanisphaera turbata* наблюдался в Московской синеклизе, в скважинах Толбухино-1 (интервал 2149—2173,4 м), Рыбинская-1 (интервал 1915,1—1918,5 м), Даниловская-11 (интервал 2168—2191 м) и в Ленинградской области (скважина Заречье, глубина 162,2 м). В комплексе ВК1 в зна-

чительном количестве продолжают встречаться *Timofeevia janischewskyi*, *T. lancatae*, *T. aff. lancatae*, а также лейосферидии и *Michrhystridium* spp. Отличительная черта комплекса — появление большого числа представителей рода *Vulcanisphaera*, а также единичных *Pirea* sp., *Poikilofusa* sp. и *Timofeevia pentagonalis* Vang.

Развитие *Vulcanisphaera* в типовых разрезах Англии и Уэльса Т. Поттер [Potter, 1974] указывает с зоны *Olenus*. Однако акритархи здесь встречаются только в части типового разреза верхнего кембрия (в пределах зон *Olenus* и *Parabolina spinulosa*). В более полно охарактеризованном разрезе востока Ньюфаундленда [Martin, Dean, 1981] первые находки этого рода приурочены к верхам зоны *Paradoxides forchhammeri*. С этого же уровня здесь появляется *Timofeevia pentagonalis*. Поэтому нижний предел ВК1 может находиться еще в самых верхах среднего кембрия. Верхний возрастной предел ВК1 расположен, по-видимому, между зонами *Agnostus pisiformis* и *Olenus*.

В комплексе ВК1 отсутствуют такие роды, как *Cymatigalea*, *Leiofusa*, *Veryhachium*, которые появляются в верхнем кембрии Англии с зоны *Olenus* [Potter, 1974]. Акритархи этого уровня на востоке Ньюфаундленда имеют плохую сохранность. Этим, возможно, объясняется тот факт, что акритархи указанных родов встречены здесь в отложениях без фауны, располагающихся несколько выше зоны *Olenus* [Martin, Dean, 1981]. Комплекс ВК1 соответствует зоне IV, *Timofeevia pentagonalis* — *Vulcanisphaera turbata* М. Вангустейна [Vanguetaine, Van Looy, 1983], охватывающей интервал от верхней части зоны *Paradoxides forchhammeri* до низов зоны *Olenus*.

Комплекс ВК2 с *Leiofusa stoumonensis*, *Veryhachium dumontii* выделен на территории Эстонии из отложений нижней части юлгаской свиты в обнажениях Юлгазе и Турьекелдри [Волкова, 1982] и в верхней части петсерийских слоев (скважина Хино, глубина 531,8 м). Здесь, как и в ВК1, продолжают постоянно встречаться виды родов *Timofeevia*, *Cristallinium* и *Vulcanisphaera*. Комплекс отличается развитием акритарх с большим полярным отверстием, принадлежащих родам *Cymatigalea* и *Stelliferidium*, а также *Veryhachium dumontii* Vang., *Leiofusa stoumonensis* Vang. и мелких оболочек рода *Impluviculus*.

Нижний уровень ВК2 не древнее зоны *Olenus*, ибо с этой зоны в верхнем кембрии Англии появляются роды *Cymatigalea*, *Leiofusa*, *Veryhachium*. На востоке Ньюфаундленда акритархи этого уровня имеют плохую сохранность. В ВК2 отсутствуют диакродиевые, известные из зоны *Parabolina spinulosa* разрезов Англии и второй половины этой зоны востока Ньюфаундленда. Принимая во внимание более детально изученный разрез последнего, верхний возрастной предел ВК2 следует ограничить нижней частью зоны *P. spinulosa*.

Комплекс ВК2 очень близок по составу к микрофлоре АЗ (комплекс *Cristallinium randomense* — *Veryhachium dumontii*) востока Ньюфаундленда, которая относится к интервалу от слоев, лишенных фауны, выше зоны *Olenus* до нижней части зоны *P. spinulosa*. В микрофлоре АЗ, так же как и в ВК2, присутствуют представители родов *Timofeevia*, *Vulcanisphaera*, *Cristallinium* наряду с *Leiofusa stoumonensis*, *Veryhachium dumontii*, родом *Cymatigalea*. Наиболее очевидное различие этих комплексов — большая роль в ВК2 рода *Impluviculus*, который на востоке Ньюфаундленда вообще не найден. Это, возможно, либо связано с фаціальными особенностями осадков, либо обусловлено различными стадиями развития планктонных водорослей.

Комплекс ВК3 с *Dasydiacrodium caudatum*, *Trunculumarium revinium* установлен в верхней части юлгаской свиты, вскрытой скважиной Маарду-9 (интервал 146—134,5 м) на севере Эстонии. Комплекс ВК3 отличается появлением оболочек диакродиевых, ornamentация которых сосредоточена на полюсах. Они представлены формами с одинаково (*Acanthodiacrodium* spp.) и с различно орнаментированными полюсами (*Dasydiacrodium caudatum* Vang.). Здесь впервые встречены своеобразные формы *Trunculumarium revinium* Vang., а также род

Polygonium. Для комплекса характерны проходящие снизу *Veryhachium dumontii*, *Leiofusa stoumonensis*, *Timofeevia lancarae*, *T. janischewskyi*, *Vulcanisphaera turbata* Martin, различные виды родов *Cristallinium*, *Cymatiogalea*, *Stelliferidium*.

Совместное нахождение указанных таксонов, особенно *Trunculumarium revinium*, *Dasydiacrodium caudatum*, *Leiofusa stoumonensis* *Veryhachium dumontii*, на востоке Ньюфаундленда свойственно микрофлоре А4 (комплекс *Trunculumarium revinium* — *Dasydiacrodium caudatum*). Эта микрофлора происходит из верхней части зоны *Parabolina spinulosa*. Предполагается ее присутствие также в нижней части зоны *Leptoplastus*. Поэтому возрастной интервал ВКЗ можно определить в пределах верхней части зоны *P. spinulosa* и низов зоны *Leptoplastus*.

Заметим, что возрастной интервал *Trunculumarium revinium* на востоке Ньюфаундленда не выходит за рамки верхней части зоны *P. spinulosa*. В нашем материале из Московской синеклизы этот вид найден также в зоне *Peltura*. Сходный состав акритарх, в котором присутствуют все четыре указанных выше характерных вида, имеет зона 5 ревиния Бельгии [Vanguetstaine, 1974], которая отнесена к верхнему кембрию без более точной датировки.

Комплекс ВК4А с *Impluviculus* sp., *Lusatia*, *Striatotheca* sp. наблюдался в нижней части бугинской свиты Московской синеклизы, в скв. Даниловская-11 (интервал 2125,7 — 2138,5 м) и Рыбинская-1 (интервал 1840,0 — 1856,0 м). Комплекс отличается необычным составом. В нем широко представлены оболочки рода *Impluviculus* (30—80%) и постоянно присутствуют (до 9%) своеобразные оболочки рода *Lusatia*. Оба этих рода в верхнем кембрии востока Ньюфаундленда отсутствуют. Примечательно наличие рода *Striatotheca*, самые ранние находки которого известны из аренига или, возможно, верхнего тремадока [Martin, 1982]. Здесь наблюдаются также характерные для предыдущего комплекса ВКЗ виды *Dasydiacrodium caudatum*, *Leiofusa stoumonensis*, *Veryhachium dumontii*, *Trunculumarium revinium*.

Вертикальный ранг первых трех видов на востоке Ньюфаундленда достаточно широк, а распространение последнего ограничено верхней половиной зоны *Parabolina spinulosa*. В комплексе присутствуют также проходящие из подстилающих слоев виды родов *Timofeevia*, *Vulcanisphaera*, *Cymatiogalea*, *Stelliferidium*, *Acanthodiadrodium*, *Polygonium* и др. Здесь не найдены свойственные зоне *Peltura* восточной части Ньюфаундленда *Goniosphaeridium uncinatum*, *Arbusculidium*, *Saharidia*.

Принимая во внимание только акритархи, ВК4А можно было бы поставить на один уровень с ВКЗ, поскольку в нем присутствуют все характерные таксоны последнего. Отличительные особенности, связанные с обилием *Impluviculus* и присутствием своеобразных оболочек *Lusatia* и *Striatotheca*, можно было бы объяснить фацialsными особенностями или различными стадиями развития акритарх. Однако в отложениях скважины Рыбинская-1 в интервале 1840—1842,6 м найден трилобит *Parabolina* sp. из зоны *Peltura* (определение К. Лендзен). С учетом этой находки и отсутствия в ВК4А таксонов зоны *Peltura* востока Ньюфаундленда комплекс ВК4А предположительно отнесен к нижней части зоны *Peltura*. Заметим, что акритархи верхней части зоны *Leptoplastus* пока неизвестны. На востоке Ньюфаундленда акритархами охарактеризована нижняя часть этой зоны.

Комплекс ВК4Б с *Dasydiacrodium palmatilobum*, *Izhorina angulata*, *Coidium rossicum* найден в ладожской свите Ленинградской области (обнажение на р. Ижоре), в нижней части маардуской пачки из обнажения Турьекелдри в Эстонии, в средней части бугинской свиты, скважина Толбухино-1, интервал 2063,7—2088,2 м. Этот комплекс значительно отличается от предшествующего. В нем появляются более 20 местных видов, т.е. около половины его состава.

Стратиграфический интервал одних видов ограничен распространением СК4Б: *Calyxiella izhoriensis* Golub et Volk., *Cristallinium pilosum* Golub et Volk., *Nellia*

longiuscula Golub et Volk., *Ooidium rossicum* Tim., *O. timofeevii* Loeblich, *Vogtlandia petropolitana* (German) Volk. Другие встречаются также в более молодом комплексе ВК5: *Dasydiacrodium palmatilobus* Tim., *Elenia armillata* (Vand.) Volk., *Izhoria angulata* Golub et Volk., *Schizodiadrodium* sp., *S. brevicrinium* Golub. et Volk., *Vogtlandia* sp. и др.

В комплексе присутствует ряд видов, известных из подстилающих отложений: *Baltisphaeridium capillatum* (Naum.) N. Umn., *Cristallinium cambriense*, *Cymatogalea cuvillieri* (Deunff) Deunff, *Stelliferidium* aff. *cortinulum* (Deunff) Deunff, Gorka et Rauscher, *Timofeevia janischewskyi*, *Veryhachium dumontii*. Кроме того, в ВК4Б постоянно, хотя и в небольшом количестве, встречается род *Arbusculidium*, представленный *A. destombesii* Deunff и *A. aff. destombesii*, и редкие экземпляры *Goniosphaeridium uncinatum* (Downie) Kjellström и *Saharidia fragile* (Downie) Combaz.

Указанные таксоны появляются на востоке Ньюфаундленда в зоне *Peltura* (микрофлора А5, комплекс *Vulcanisphaera africana* — *Arbusculidium rommelaerei*). Комплекс ВК4Б мало похож на микрофлору А5, состав его значительно богаче. В ВК4Б насчитывается более 40 видов, в два раза больше, чем в микрофлоре А5. Общими для обоих комплексов являются шесть видов.

Из них четыре (*Cristallinium cambriense*, *Stelliferidium* aff. *cortinulum*, *Timofeevia janischewskyi*, *Veryhachium dumontii*) имеют достаточно широкое вертикальное распространение и только появление *G. uncinatum* и *S. fragile* фиксируется в верхней части микрофлоры А5, обозначенной как микрофлора А5b. Эти виды продолжают существовать и в более молодой микрофлоре А6. Род *Arbusculidium* представлен в комплексе ВК4Б видом *A. destombesii*, находки которого на востоке Ньюфаундленда известны только в микрофлоре А6 (комплекс *Arbusculidium destombesii* — *Vulcanisphaera capillata*). Все это дает возможность поместить ВК4Б предположительно в пределах верхней части зоны *Peultura*.

Возраст рассматриваемого комплекса подтверждается отчасти находками фауны. В ладожской свите на р. Ижоре обнаружены конодонты, определяющие возраст свиты в пределах зон *Leptoplastus* и *Peltura* [Боровко и др., 1984]. В бугинской свите скважины Толбухино-1 в интервале 2087,0—2088,0 м встречен трилобит *Parabolina jarooslavia* Suvorova, возраст которого обоснован морфологической близостью к группе скандинавских и польских видов. Их преимущественное распространение приурочено к зоне *Peltura scarabaeoides*.

Комплекс ВК4Б имеет также некоторые общие черты с комплексом зоны 6 ревиния Бельгии. Возраст этой зоны определен в пределах зон *Leptoplastus* и *Peltura* [Vanguetaine, Van Looy, 1983]. Сходство выражается в присутствии большого количества идентичных форм *Acanthodiadrodium* и *Ooidium* [Vanguetaine, 1974]. Следовательно, комплексы ВК4А и ВК4Б, относимые к зоне *Peltura* на Восточно-Европейской платформе, в отличие от более ранних верхнекембрийских ассоциаций этого региона характеризуются присутствием большого количества местных форм акритарх.

Комплекс ВК5 с *Acanthodiadrodium angustum*, *Dicrodiadrodium ramusculosum* установлен в маардуской и суурйыгской пачках обнажения на р. Суурйыги ниже с. Вихула и в маардуской пачке скв. Маарду-9 на глубине 131,4 м в Эстонии, а также в верхней части бугинской свиты скважины Рыбинская-1 (интервал 1785,4—1793,4 м) в Московской синеклизе. Возрастной интервал ВК5 установлен по фауне в пределах зоны *Ascerocare* и нижней части тремадока. В маардуской пачке обнажения на р. Суурйыги имеет место постепенный переход от верхнего кембрия к нижнему ордовики, фиксируемый комплексами конодонтов зон *Proconodontus notchpeakensis*, *Cordylodus proavus* и *C. oklahomensis* (устное сообщение К.К. Хазановича). Первая зона относится к верхам верхнего кембрия (трилобитовая зона *Ascerocare*), другие полностью или частично могут принадлежать

нижнему тремадоку, поскольку граница между кембрием и ордовиком в настоящее время точно не установлена.

В комплексе ВК5 количество местных таксонов значительно сокращается. Исчезают представители родов *Lusatia*, *Calyxiella*, *Ooidium*. Продолжают встречаться *Baltisphaeridium capillatum*, *Elenia armillata*, *Izhoria angulata*, *Schizodiacrodium* sp., *Vogtlandia* sp. Однако здесь довольно многочисленны виды, известные из микрофлоры А6 (комплекс *Arbusculidium destombesii* — *Vulcanisphaera capillata*) восточного Ньюфаундленда, которая занимает примерно тот же стратегический уровень: нижний тремадок, возможно, часть зоны *Acerocare*. К этим видам принадлежат *Cymatiogelea velifera*, *C. cuvillieri*, *Stelliferidium cortinulum*, *Goniosphaeridium uncinatum*, *Saharidia fragile*, *Arbusculidium destombesii* и др. В ВК5 впервые появляются *Acanthodiacrodium angustum* (Downie) Combaz, *Dicrodiacrodium ramusculosum* (Combaz) Volk., *Cymatiogalea columellifera* (Deunff) Deunff, Gorka et Rauscher и редкие экземпляры *Vulcanisphaera* cf. *capillata* Jardine. Из них только первый и последний виды найдены в микрофлоре А6. *A. angustum* помимо восточного Ньюфаундленда известен из тремадокских отложений Англии, Франции, Испании, Бельгии, Северной Африки, северо-западной Аргентины [Martin, 1982], а остальные найдены в нижнем тремадоке Сахары [Deunff, 1961; Jardine et al., 1974].

Проследить изменение состава акритарх на границе кембрия и ордовика в настоящее время затруднительно, ибо акритархи зоны *Acerocare* изучены слабо. В обнажении на р. Суурийги *C. columellifera* найден и в зоне *P. notchpeakensis*, и в зоне *C. proavus*, а *A. angustum* и *D. ramusculosum* только в зоне *C. proavus*. Однако утверждать, что эти виды отсутствуют в нижележащей зоне, пока преждевременно. Отложения нижней части маардуской пачки, относимые к верхнему кембрию, содержат большое количество растительного детрита, который извлекается из породы вместе с акритархами, что сильно затрудняет поиски акритарх в препаратах и их определение.

Этапы развития акритарх в венде и кембрии

В истории развития акритарх в позднедокембрийское и кембрийское время на территории Восточно-Европейской платформы можно наметить шесть крупных этапов, которым соответствуют определенные морфологические типы. Первый этап относится к позднему докембрию (валдайское и ровенское время), когда в морском фитопланктоне господствовали шарообразные формы без четко выраженной орнаментации рода *Leiosphaeridia*, а акантоморфные акритархи, представленные мелкими формами рода *Michrhystridium*, только начали появляться.

Второй этап совпадает с началом кембрия. Он охватывает лонтоваское (томмотское) время или время формирования дотрилобитовых слоев. Это этап господства зонатных форм родов *Granomarginata* и *Leiomarginata*. Здесь появляются также шарообразные оболочки, стенка которых пронизана порами-каналами (род *Tasmanites*). Акантоморфные микрофоссилии встречаются спорадически и по-прежнему представлены родом *Michrhystridium*.

Третий этап начинается со времени появления трилобитов (зона *Holmia*) и включает атдабанский и ленский века и начало среднего кембрия (зона *Paradoxides oelandicus*). В составе морского планктона происходят существенные изменения. Значительного обилия и разнообразия достигают акантоморфные акритархи родов *Baltisphaeridium*, *Skiagia*, *Michrhystridium*.

Четвертый этап относится в основном ко времени среднего (зона *Paradoxides paradoxissimus* — *P. forchhammeri*) и началу верхнего кембрия (зона *Agnostus pisiformis*). Все характерные нижнекембрийские таксоны вымирают. Господство переходит к акритархам подгруппы *Herkomorphitae*, свойственным сред-

нему кембрию (роды *Cristallinium*, *Eliasum*, *Timofeevia*) и роду *Vulcanisphaera*. Это второе крупное вымирание фитопланктона после вендского, которое произошло в результате оледенения [Vidal, Knoll, 1982].

Пятый этап соответствует примерно времени зоны *Olenus*. В планктоне появляются треугольные оболочки *Veryhachium* и оболочки с большим полярным отверстием родов *Cymatiogelea* и *Stelliferidium*.

Шестой этап начинается со времени зоны *Parabolina spinulosa* и захватывает нижнюю часть тремадока. В комплексах получают развитие оболочки диакродиевых (роды *Acanthodiacrodium*, *Dasydiacrodium*, *Schizodiacrodium*, *Arbusculidium*) и рода *Polygonium*.

БАТЫРБАЙСКИЙ РАЗРЕЗ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА — ВОЗМОЖНЫЙ СТРАТОТИП ГРАНИЦЫ КЕМБРИЯ И ОРДОВИКА

Мировую стратиграфическую науку последних десятилетий отличает повышенный интерес к изучению границ геологических систем, стремление видеть в них не формальные уровни, защищаемые историческим приоритетом, а естественные рубежи в биотической и абiotической эволюции Земли. Очевидной стала и необходимость выбора стратотипов границ для большинства систем.

Граница кембрия и ордовика в числе прочих является объектом таких исследований, координируемых с 1974 г. Международной рабочей группой (МРГ) по границе кембрия и ордовика при Комиссии по стратиграфии Международного союза геологических наук.

С 1974 г. появилось более сотни публикаций, посвященных разным аспектам изучения границы, состояние проблемы обсуждалось на двух специальных заседаниях МРГ: в Осло в 1982 г. и Калгари в 1985 г.

Члены МРГ посетили многие опорные разрезы пограничных отложений в Норвегии, Канаде, США, Великобритании, Китае. В 1984 г. члены МРГ осмотрели разрез Батырбай в Южном Казахстане [Аполлонов и др., 1985].

Напомним, что исторически существовало три основных варианта кембро-ордовикской границы: основание аренига, основание верхнего тремадока и основание тремадока. Постепенно последний вариант стал практически общепринятым, что и было зафиксировано решением совещания МРГ в Осло [Norford, 1983].

На совещании 1985 г. были приняты решения, определяющие направление работ по выбору уровня границы и стратотипа [Derby, 1986]. Из них важнейшими являются следующие.

1. Конодонты — ведущая группа при установлении границы.
2. Граница должна быть определена в конодонтовой шкале как можно ближе к уровню первого появления нематофорных граптолитов. Наиболее вероятные уровни проведения границы — основание зоны *Cordylodus intermedius* либо зоны *C. lindsromi*.
3. Желательно, чтобы стратотип был пригоден для дальнейшего изучения с применением небиологических методов корреляции (палеомагнитного, геохимического и др.).
4. В качестве кандидатов в стратотипы рассматривались разрезы Ньюфаундленда и Северо-Восточного Китая (Даянча), где совместно встречаются конодонты, граптолиты и трилобиты.

Авторы в течение ряда лет изучали опорный разрез пограничных отложений по логу Батырбай хребта Малый Каратау [Apollonov et al., 1981; Аполлонов, Чугаева, 1982, 1983а,б; Дубинина, 1982; и др.], причем распределение в нем трилобитов исследовали М.К. Аполлонов и М.Н. Чугаева, а конодонтов — С.В. Дубинина. Кроме того, разрез был описан Г.Х. Ергалиевым [1980], с выводами которого о положении границы авторы не согласны [Аполлонов, Чугаева, 1983а].

Материалы разреза Батырбай свидетельствуют о том, что лучшим и, по-видимому, единственным "естественным" уровнем границы является основание

конодонтовой зоны *Cordylodus proavus*. Этот уровень ранее предлагали в качестве границы кембрия и ордовика Дж. Миллер [Miller, 1969, 1980] и другие исследователи [Jones et al., 1971; Druce, 1978], которые в дальнейшем, правда, встали на иную точку зрения [Miller, 1984a и др.].

Новейшие данные показывают, что основание зоны *Cordylodus proavus*, возможно, совпадает с крупным геологическим событием, определяющим заметные изменения комплексов фауны. Этот уровень независимо фиксируется несколькими непалеонтологическими методами (литологическим, палеомагнитным, геохимическим). Все это побудило авторов рассмотреть наиболее важные проблемы границы кембрия и ордовика на примере опорного разреза Батырбай.

Описание разреза Батырбай

Общая характеристика. Батырбайский разрез находится в северной части низкорного хребта Малый Каратау (примерно в 15 км к северо-востоку от г. Жанатас). Вдоль сухого лога в разрезе вскрываются отложения от верхов верхнего кембрия (трилобитовая зона *Hedinaspis sulcata*) до середины аренига (конодонтовая зона *Prioniodus* (*Oepikodus*) *evae*) общей мощностью около 800 м (рис. 11). Разрез сложен исключительно карбонатными породами верхней части шабактинской свиты (рис. 12).

Пласты стоят вертикально либо (на интервале 90—180 м) запрокинуты в обратную сторону под углом 70—80°. Разрез практически полностью обнажен и перекрыт четвертичными отложениями лишь в интервале 150—160 м, где вскрыт канавой. Расчищен относительно плохо обнаженный интервал 106—109 м. Амплитуда смещений по небольшим разломам не превышает 5—7 м.

Разрез представлен разнообразными породами известняково-доломитового ряда при явном преобладании известняков. Наиболее распространены обломочные карбонаты, включающие все гранулометрические классы от глыбовых брекчий до афанитовых известняков [Жемчужников, 1986]. Совокупность разнообразных структурно-текстурных признаков и в меньшей степени особенности состава пород позволяют выделить в разрезе шесть толщ 13, 14. см. вкл.).

Толща I (–60 — +6,5 м). Темные мелко- и тонкозернистые тонко- и среднеплитчатые известняки с горизонтальной и волнистой слоистостью. Верхняя часть сложена мощными пластами и линзами плоскообломочных брекчий с прослоями известняков с градационной слоистостью.

Толща II (6,5—102 м). Темно-серые мелко- и тонкозернистые тонко- и среднеплитчатые волнисто-слоистые либо комковато-слоистые известняки с пластами грубообломочных брекчий. В середине толщи обособляется мощный (до 7 м) эпифитоновый биогерм.

Толща III (102—150 м). Темные и относительно светлые мелко- и тонкозернистые известняки, преимущественно волнисто-слоистые с редкими маломощными (1—2,5 м) прослоями глыбовых брекчий и пластами калькаренитов. В низах (103,8—107 м) характерный пакет темных тонкоплитчатых известняков с градационной слоистостью.

Толща IV (150—260 м) сложена темными волнисто-слоистыми известняками с пластами калькаренитов, доларенитов и брекчий, образующих несколько ритмов мощностью от 8—12 до 20 м. Подошва толщи выделяется по появлению доломитов.

Толща V (260—405 м). Незакономерное чередование среднеплитчатых волнисто-слоистых известняков с крупно- и грубоплитчатыми калькаренитами и доларенитами.

Толща VI (405—730 м). Однообразные светлые массивные известняки с редкими водорослевыми биогермами и пластами доломитов. Встречаются тонкие прослои темных или светлых плитчатых известняков.

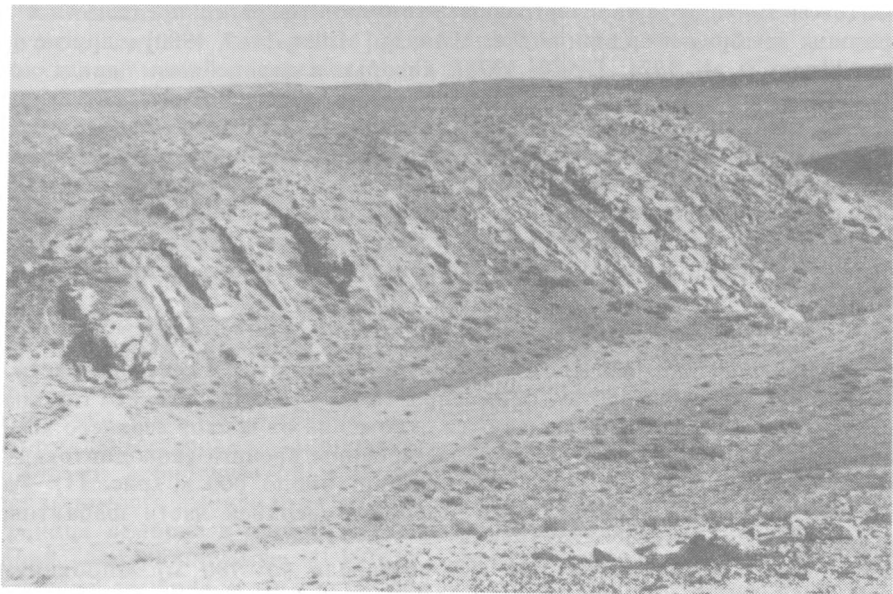


Рис. 11. Общий вид разреза пограничных отложений кембрия и ордовика по логу Батырбай, Южный Казахстан

Биостратиграфия и корреляция. В разрезе Батырбай встречены трилобиты, конодонты, беззамковые и замковые брахиоподы, хитинозои [Лисогор, 1977; Дубинина, 1982; Аполлонов, Чугаева, 1983а; Конева, Попов, 1983; Аполлонов и др., 1984; Заславская и др. 1987; Никитин, Попов, 1983]. Кроме того, в ряде обнажений были найдены мелкие колпачковые гастроподы, на одном уровне (верхняя часть кембрия) встречены дендронидные граптолиты, на другом (нижняя часть ордовика, отметка 126—127 м) — единичные остатки цистоидей. Характерно большое количество мелких водорослей. Следует отметить полное отсутствие цефалопод и акритарх, обычных в отложениях такого типа в других районах.

Основными группами, на которых базируется биостратиграфическое расчленение разреза, являются трилобиты и конодонты (см. рис. 13, 14). Смена фауны по разрезу, как правило, происходит постепенно и ее обновление на границах зон осуществляется на фоне явной преемственности. Существенные изменения таксономического состава как на видовом, так и на родовом уровне отмечаются лишь вблизи отметки 109 м, т.е. на уровне, предлагаемом авторами в качестве границы систем. Границы зон проведены по появлению зональных форм.

По трилобитам в разрезе выделено десять зон, из которых нижняя разделена на две подзоны (см. рис. 13). Изменение таксономического состава происходит за счет морфологических преобразований в составе долгоживущих семейств и родов и в связи с появлением, нередко кратковременным, таксонов-иммигрантов.

Филогенетические ряды сменяющих друг друга родов и видов прослеживаются на больших интервалах разреза, охватывающих иногда несколько зон. Такие ряды представлены, например, агностидами (*Pseudagnostus*, *Micragnostus*), эуломидами (*Ketyna*, *Karataspis*, *Proteuloma*, *Euloma*, *Pareuloma*), видами рода *Hospes*, а также *Koldinioidia*, замещаемого в ордовике родом *Shumardia*. Мож-

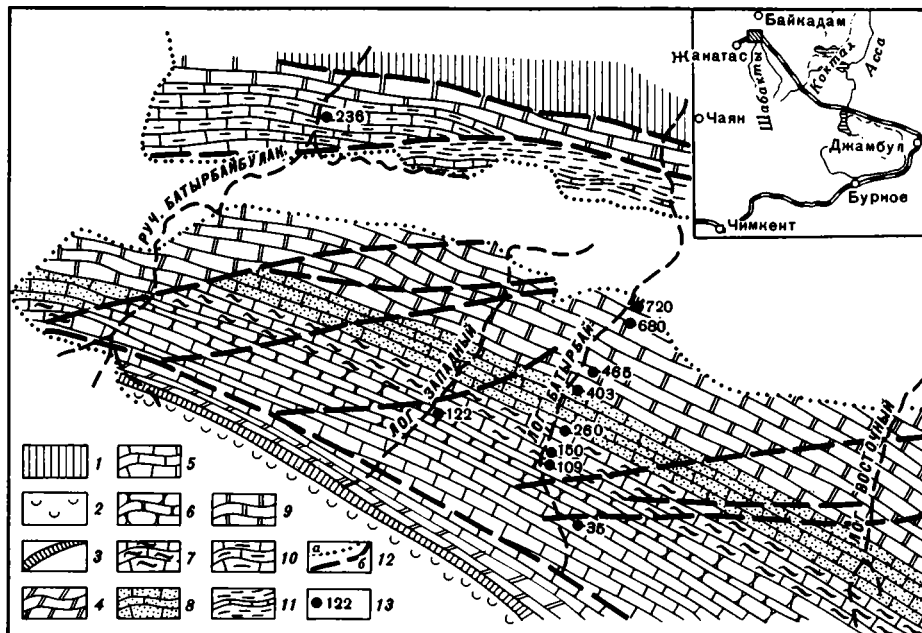


Рис. 12. Геологическая схема района разреза Батырбай

1 — нерасчлененные отложения кембрия и докембрия; 2 — малокаройская свита докембрия; 3 — чулакtausкая свита нижнего кембрия; 4—10 — шабактинская свита: 4 — массивные доломиты, 5 — темные тонко- и среднеплитчатые известняки с горизонтальной слоистостью, в верхах обособляется I толща с мощными плоскообломочными брекчиями, 6 — II толща (тонко- и среднеплитчатые волнисто-слоистые либо комковато-слоистые известняки с мощными пластами грубообломочных брекчий), 7 — III и IV толщи нерасчлененные (тонко- и среднеплитчатые волнисто-слоистые известняки с редкими маломощными прослоями брекчий в нижней части и среднеплитчатые волнисто-слоистые известняки с прослоями доломитов, доларенитов и брекчий в верхней части), 8 — V толща (среднеплитчатые волнисто-слоистые известняки, чередующиеся с крупно- и грубоплитчатыми калькаренидами и кристаллически-зернистыми доломитами и доларенитами), 9 — VI толща (светлые массивные известняки с прослоями доломитов), 10 — темные тонко- и среднеплитчатые известняки верхнего кембрия и нижнего ордовика; 11 — жырыкаузская свита среднего ордовика; 12a — граница четвертичных отложений; 12b — тектонические разрывы; 13 — местонахождения фауны и их номера. На врезке — местоположение района

но добавить подрод *Macropyge* (*Promacropyge*), сменяемый *Macropyge* (*Macropyge*), а также род *Platypeltoides*, дающий начало родам *Nileus* и *Symphysurus*.

Некоторые роды (*Lotagnostus* и *Plicatolina*), типичные для зоны *Hedinaspis sulcata* — нижней зоны разреза, исчезают вблизи верхней границы этой зоны и появляются много выше, в зоне *Lotagnostus hedini*, будучи представлены уже другими видами.

Другая группа таксонов (*Haniwa mucronata* Shergold, *Triplagnostus*, *Machairagnostus*, *Selenoharpes*, *Shumardia*, *Apatokephalus*) характеризуется небольшими возрастными интервалами. Тем не менее именно они во многом определяют облик зональных комплексов.

Для нижней зоны *Hedinaspis sulcata* обычны разнообразные агностиды — *Lotagnostus* (*Plesiagnostus*) *scrobicularis* Erg., несколько видов родов *Pseudagnostus*, *Rhaptagnostus*, *Neoagnostus*, а также *Norinia*, *Charchaia*, *Jegorovia* aff. *expansa* Lu и *Chekiangaspis*. Они встречаются в зоне *Hedinaspis* западного Чжецзяна [Lu, Lin, 1984; и др.], северо-западного Хунаня [Peng, 1984] и хребта Большой Каратау [Ергалиев, 1983]. Нередкие на этом уровне *Ketyna ketiensis* Rozova позволяют коррелировать отложения с кетыйским горизонтом Сибирской платформы [Розова, 1968] (табл. 5).

Таблица 5. Корреляция пограничных отложений кембрия и ордовика Европы, Азии, Америки и Австралии

Система	Ярус	Южный Казахстан, лог Батырбай [Аполлонов, Чугаева, 1982; Дубинина, 1982]		Великобритания [Rushton, 1982]	Норвегия [Henningsmoen, 1957; Bruton et al., 1982]	
		Трилобиты	Конодонты			
Ордовикская	Трематокский	Szechuanella – Apatokephalus	?	Platypeltoides incipiens	Трематок	Цепатописиговые слон с Platypeltoides incipiens
		Trinodus		Clonograptus tenellus		
		Dikelokephalina	Cordylodus lindstroemi	Platypeltoides croftii, Pro- teuloma monile monile, Macro- pyge chernii, Beltella depressa, Boeckaspis hirsuta, Dictyonema flabelliforme sociale		Anisograptus sp.
		Euloma (Euloma) limitaris – Taoyania с Platypeltoides wimani, Shumardia, Macropyge (Macropyge)	Cordylodus intermedius			Juuiaspis keideli norvegica
			Cordylodus proavus			
			?	Зона Acerocare с Hysterolenus, Parabolina frequens, P. heres heres, Cordylodus proavus		Boeckaspis hirsuta, Acerocarc ecorne
Кембрийская	Батырбайский	Lotagnostus hedini	Cordylobus primitivus	Мерионет		Пелтура scarabaeoides scarabaeoides, Ctenopyge bisulcata
			Euconodontus (E.) alisonae			
		Harpidoides – Platypeltoides	Euconodontus (E.) notchpeakensis			
		Lophosaukia	Hirsutodontus primitivus			
Аксайский		Hedinaspis sulcata	Westergaardodina amplicava		Peltura minor	Peltura minor

Система	Ярус	СССР, Прибалтика [Вийра, 1974; Боровко и др., 1984; Kaljo et al., 1986]		ФРГ, Бавария [Sdzuy, 1955]	СССР, Кендыктас [Келлер, Рукавишникова, 1961]	СССР, Большой Каратау [Ергалиев, 1983 (в интерпретации авторов)]
Ордовикская	Трематокский Dictyonema flabelliforme	Scandodus varanguensis			Ceratopyge et al.	Anisograptidae
		Cordylodus angulatus Cordylodus rotundatus	Зона 3 Diceratopyge troedssoni, Apatokephalus asarkus, Richardsonella erbeni		Dichelepyge bicornis, Hysterolenus oblongus	
		Cordylodus prion	Зона 2 Dikelokephalina sp.			
		Cordylodus lindstroemi			Staurograptus, Har- pides, Acrocephalina	
		Cordylodus intermedius	Зона 1 Pharostomina opiki, Macropyge (M.) sica			
		Cordylodus proavus			Proteuloma, Araiop- leura, Shumardia, Niobe hompharai, Hysterolenus	Hysterolenus
Кембрийская	Батырбайский	Cordylodus andersi				Lotagnostus hedini
					Песчаники без фауны	Platypeltoides
						Lophosaukia
Аксайский		Westergaardodina fossa, Furnishina furnishi				Hedinaspis sulcata?

Таблица 5 (продолжение)

Система	Ярус	СССР, Алтае-Саянская область [Петрунина, 1966]	Юго-Восточный Китай		Аргентина [Harrington, Leanza, 1957; Acenolaza, 1983]
			Западный Чжецзянь [Lu, Lin, 1984]	Северо-Западный Хунань [Peng, 1984]	
Ордовикская	Трематодский	Таянзинский горизонт	Dichelepyge sinensis	Onychopyge – Hystelenus	Kainella meridionalis
			Staurograptus	Dictyonema ex gr. flabelliforme	Juuiaspis keideli – Dictyonema flabelliforme
Кембрийская	Батырбайский	Добринский горизонт	Формация Инчулу Зона Hysterolenus c Platypeltoides wimani, Diceratopyge mobergi, Rhabdinopleura	Leiostegium (L.) constrictum, Shumardia brevia	Parabolina argentina (= P. frequens)
				Mictosaukia – Fatocephalus	
				?Platypeltoides wimani	
Аксайский	Золотокитатский горизонт	Lotagnostus, Hedinaspis	Формация Сиганьшань Lotagnostus punctatus Hedinaspis	Euloma taoyuanense – Leiagnostus cf. bexeli	
				Lophosaukia	
				Hedinaspis	

Система	Ярус	Северо-Восточный Китай [Chen et al., 1985]		Австралия, Западный Квинсленд [Druce et al., 1982]	
		Конодонты	Трилобиты, граптолиты		
Ордовикская	Трематодокский	Формация Ели	?	Уоренд	Chosonodina herfurthi – Acodus
			Cordylodus lindstroemi		Cordylodus rotundatus – Cordylodus angulatus
			Cordylodus intermedius		Cordylodus caseyi
			Cordylodus proavus		Cordylodus prion
		Формация Феншань	Yosimuraspis	Датсон	Cordylodus lindstroemi Dikelocephalinidae, Leiotegium
			Richardsonella – Platypeltoides		Cordylodus oklahomensis
			Mictosaukia orientalis		Oneotodus bicuspatus – Drepanodus simplex
					Cordylodus proavus Mictosaukia perplexa
Кембрийская	Батырбайский	Формация Феншань	Cambrooistodus	Пейнтон	Pseudagnostus quasibilobus – Tsinania nomas
			Euconodontus notchpeakensis		
			Proconodontus muelleri	Пре-Пейнтон	Sinosaukia impages Rhaptagnostus clarki maximus – Rh. papilio Rh. bifax. – Neagnostus denticulatus Rh. prolatus – Cagnaia sectatrix Rh. clarki patulus – C. squamosa
			Proconocontus tenuiserratus		
Аксайский			Tsinania – Ptychaspis		

Таблица 5 (окончание)

Система		Ордовикская		Кембрийская		США		Западный Ньюфаундленд		Северо-Западная Сибирь			
Ярус		Тремалокский		Батырбайский		[Miller et al., 1982]		[Fortey et al., 1982; Erdtmann, 1985]		[Розова, 1968; Каныгин и др., 1982]			
		Айбекский (Канадий)		Тремпило									
		Фауна В		Фауна С		Symphysurina		Cordylodus lindstroemi		Няйский горизонт			
Cordylodus proavus													
												Cordylodus intermedius	
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cordylodus proavus							
		Cordylodus proavus											
Cordylodus proavus													
				Cordylodus proavus									
						Cord							

Характернейшими представителями зоны *Lophosaukia* являются *Lophosaukia rectangulata* Erg., *Prochuangia shabaktensis* Lis., *Ketyna venusta* Apoll. et Tschug., *Geragnostus* (*Micragnostus*) *chiushuensis* Kob., *Charchaqia norini* Troed. Эти таксоны обеспечивают корреляцию вмещающих отложений с зоной *Lophosaukia* западного Чжецзяна, северо-западного Хунаня и Большого Каратау. Род *Lophosaukia* позволяет говорить о синхронности зоны *Lophosaukia* батырбайского разреза с верхней зоной препейнтонa В — *Pseudagnostus biva*x Австралии [Shergold, 1975].

Характеристика зоны *Harpidoides* — *Platypeltoides* определяется появлением родов *Platypeltoides*, *Harpidoides*, *Karataspis*, *Saukiella*, *Paleoceratopyge* и *Mendosina*. Обнаруженный здесь *Leiagnostus bexelli* Troed. позволяет сопоставлять этот уровень с зоной *Euloma taoyuanense* — *Leiagnostus* cf. *bexelli* северо-западного Хунаня [Peng, 1984], а *Haniwa mucronata* свидетельствует о вероятной одно-возрастности этой зоны с зоной *Pseudagnostus quasibilobus* — *Tsinania nomas*, отвечающей ярысу пейнтонa в Австралии [Shergold, 1975].

Зона *Lotagnostus hedini* отмечена комплексом своеобразных трилобитов, включающих *Lotagnostus hedini* (Troedsson), *Trilobagnostus* sp., *Machairagnostus orbiculus* Apoll. et Tschug., *Plicatolina* sp. и *Niobella homphrai kazakhstanense* Apoll. et Tschug. Эта зона, по-видимому, имеет узкий возрастной интервал, но благодаря находкам индекс-вида *Lotagnostus hedini* прослеживается на огромных площадях от Улутау и Большого Каратау до Юго-Восточного Китая [Lu, Lin, 1984; и др.]. Вид *Niobella homphrai* известен в верхах меридонета и в низах тремадока в Уэльсе [Thomas et al., 1984].

Таким образом, комплексы трилобитов четырех зон верхнего кембрия демонстрируют яркое сходство с соответствующими ассоциациями трилобитов верхнего кембрия Китая, что подчеркивается близостью названий зон, выбранных практически одновременно китайскими и советскими специалистами независимо друг от друга [Аполлонов, Чугаева, 1983б; Аполлонов и др., 1984; Lu, Lin, 1984; Peng, 1984; и др.]. Сходство с трилобитами одновозрастных отложений других районов выражено в меньшей степени.

Граница зон *Lotagnostus hedini* и *Euloma* (*Euloma*) *limitaris* — *Taoyuania* явилась рубежом, на котором сформировался новый комплекс фауны, типично тремадокский по составу. На этом рубеже исчезли многие кембрийские роды, такие, как *Lotagnostus*, *Pseudagnostus*, *Trilobagnostus*, *Lophosaukia*, *Saukiella*. Эуломиды родов *Ketyna* и *Karataspis* сменились подродом *Euloma* (*Euloma*), представленным несколькими сменяющими друг друга видами [Аполлонов, Чугаева, 1983а]; характерный подрод *Macropyge* (*Promacropyge*) заменился *Macropyge* (*Macropyge*). На этой границе или вблизи ее впервые появились роды *Shumardia*, *Taoyuania* (= *Batyraspis*), *Glaphurus*, *Anacheirus*, *Selenoharpes*.

Вид *Macropyge* (*M.*) *chermiformis* Apoll. et Tschug. чрезвычайно близок к *M.* (*M.*) *chermi* Stubblefield из нижнего тремадока Уэльса, а *Platypeltoides wimani* Troedsson широко распространен в верхних слоях зоны *Euloma* (*Archaeuloma*) *taoyuanense* — *Leiagnostus* cf. *bexelli*. На этом основании они сопоставляются с нижней частью зоны *Euloma* (*Euloma*) *limitaris* — *Taoyuania* батырбайского разреза.

Комплексы зон *Dikelokephalina* и *Trinodus* объединены. В первом из них помимо рода *Dikelokephalina* установлены *Harpides*, а также *Symphysurus* — один из типичных родов тремадока. Основание зоны *Trinodus* маркируется развитием рода *Trinodus*, являющегося ярким звеном в эволюции агностид.

Зона *Szechuanella* — *Apatokephalus* характеризуется сравнительно немногочисленным, но ярким по составу комплексом. *Macropyge* (*Macropyge*) cf. *chermi* Stubblefield и роды *Apatokephalus*, *Symphysurus*, *Pricyclopyge* относятся к космополитам тремадокского комплекса трилобитов, наиболее обычным для верхнего тремадока.

Большой интервал разреза выше зоны *Szechuanella* — *Apatokephalus* фаунистически объединен и представлен фактически лишь одним родом *Nileus*, который дал основание для выделения (достаточно условного) одноименной зоны в арениге.

Самая верхняя зона батырбайского разреза *Bathyriscops* — *Taihungshania* содержит типичные аренигские виды рода *Szechuanella*, характерные для аналогов аренигских отложений Китая, и рода *Taihungshania*, известного в арениге Китая, Турции и Франции [Courtessole et al., 1981]. Род *Oripeuter* встречен в арениге о-ва Шпицберген.

Таким образом, корреляция тремадокской-аренигской части батырбайского разреза с разновозрастными отложениями других регионов осуществляется с заметно меньшей детальностью, чем его верхнекембрийская часть, но в целом достаточно надежно (см. табл. 5).

Конодонты в разрезе Батырбай обнаружены на многих уровнях, хотя, как правило, они немногочисленны. Непрерывная последовательность комплексов конодонтов позволила выделить в разрезе 12 конодонтовых зон от верхов кембрия до середины аренига (см. рис. 14). Разрез охарактеризован прото-, пара- и зуконодонтовыми элементами, причем параконодонты явно преобладают, а зуконодонты составляют лишь небольшой компонент конодонтовой фауны. Однако если прото- и параконодонты служат основой расчленения отложений среднего и низов верхнего кембрия, как это сделано в Китае [An, 1982], то для зонального деления пограничных отложений кембрия и ордовика они играют подчиненную роль. В разрезе Батырбай зональная последовательность базируется на появлении в разрезе (начиная со второй зоны) новых зуконодонтовых элементов.

Комплекс зоны *Westergaardodina amplivava* (–35 — +18 м) включает только прото- и параконодонты, представленные как отдельными элементами, так и целыми аппаратами. Интервалы стратиграфического распространения прото- и параконодонтов обычно очень велики. Например, протоконодонты *Phakelodus tenuis* (Müller) известны от низов среднего кембрия (в Швеции) до аналогов среднего аренига (в Северной Америке). Вместе с тем в батырбайском разрезе присутствуют такие параконодонтовые элементы, как *Proacodus obliquus* Müller, *Prosagittodontus dahlmani* (Müller), *Westergaardodina amplivava* Müller, не известные в Швеции ниже основания зоны *Peltura* верхнего кембрия.

Нижняя граница зоны *Hirsutodontus primitivus* определена по появлению в разрезе (на отметке +18 м) первых зуконодонтов — *Hirsutodontus* aff. *primitivus* An et al., *H. transmutatus* (Xu et Xian) и *Teridontus nakamurai* (Nogami). В остальном комплекс зоны сходен с предыдущим. Основание зоны *Hirsutodontus primitivus* может быть сопоставлено с нижней частью одноименной зоны группы Саньютонг Южного Китая [An et al., 1981], базальными слоями формации Феншань Северного Китая [An, 1982; An et al., 1983], нижней частью зоны *Proconodontus tenuiserratus* верхов франкона США [Miller et al., 1982] и с основанием яруса препейнтон-В Австралии [Druce et al., 1982]. Подобное заключение следует из факта практически одновременного появления примитивных зуконодонтовых элементов родов *Hirsutodontus* и *Proconodontus*, установленного в разрезах Северного Китая [An, 1982; An et al., 1983] вблизи границы формаций Ченшань и Феншань.

Основание зоны *Eoconodontus* (E.) *notchpeakensis* фиксируется развитием (на отметке 64 м) зуконодонтов E.(E.) *notchpeakensis* (Miller) и единичных *Proconodontus muelleri* Miller, *P. serratus* Miller, *P. sp.* К обильной параконодонтовой группе добавляются *Prooneotodus terashimai kazakhstanica* Dubinina; *Mamillodus ruminatus* Dubinina, *Prosagittodontus* aff. *dahlmani* (Müller). Сохраняются *Teridontus nakamurai* (Nogami) и протоконодонты. Нижняя граница зон коррели-

руется с подошвой подзоны *Eoconodontus notchpeakensis* зоны *Proconodontus* яруса тремпило США, а также с уровнем, соответствующим появлению *Eoconodontus* (E.) *notchpeakensis* (Miller) яруса препейнтон-А Австралии. В разрезах Северного и Северо-Восточного Китая эта граница прослеживается в основании подзоны *Eoconodontus notchpeakensis* формации Феншань [Zhou et al., 1984; Wang, 1984]. Корреляцию нижней границы зоны *Eoconodontus* (E.) *notchpeakensis* батырбайского разреза с уровнем "первой" находки *E.*(E.) *notchpeakensis* (Miller) зоны *Proconodontus* в верхах формации Рэббиткэттл гор Маккензи в Канаде можно считать только приблизительной, так как низы зоны здесь отсутствуют [Landing et al., 1980].

Не в полном объеме представлены отложения с видом-индексом *E.*(E.) *notchpeakensis* в южном разрезе Брум-Пойнт Западного Ньюфаундленда [Fortey et al., 1982]. Однако в грубом приближении корреляция отложений с *E.*(E.) *notchpeakensis* (Miller) разреза Брум-Пойнт с зоной *Eoconodontus* (E.) *notchpeakensis* разреза Батырбай очевидна.

Чрезвычайно интересна для целей корреляции следующая зона батырбайского разреза — зона *Eoconodontus* (E.) *alisonae* (93—102 м). Для комплекса зоны характерны аппараты *E.*(E.) *alisonae* Landing, а также единичные экземпляры *E.*(*Cambrooistodus*) *minutus* (Miller). Сохраняются *E.*(E.) *notchpeakensis* (Miller), *Terodontus nakamurai* (Nogami), *Proconodontus muelleri* Miller и протоконодонты; несколько увеличивается параконodontовая ассоциация.

Вид *E.*(E.) *alisonae* Landing обычен в относительно глубоководных отложениях. Кроме разреза Батырбай он установлен в фациях открытого шельфа (формация Рэббиткэттл, запад гор Маккензи, Канада), а также в склоновых фациях: формация Годж, Аппалачи, Вермонт; формация Хэтч-Хилл, северная часть Таконского аллохтона, восток Нью-Йорка [Landing, 1983]; формация Шэллоу-Бэй (северный разрез Брум—Пойнт) и формация Грин-Пойнт (южный разрез Брум-Пойнт) Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1985]. *E.*(E.) *alisonae* отсутствует в мелководных разрезах запада США и Северного Китая, где его замещают виды подрода *E.*(*Cambrooistodus*). Наоборот, *E.*(*Cambrooistodus*) малочисленны в разрезе Батырбай, редки в разрезах Ньюфаундленда и полностью отсутствуют в Аппалачах, т.е. в склоновых фациях, для которых основным компонентом комплекса является *E.*(E.) *alisonae*. Эта закономерность служит основанием для корреляции зоны *Eoconodontus* (E.) *alisonae* разреза Батырбай с верхней частью зоны *Proconodontus*, а точнее — с подзоной *Cambrooistodus minutus* США и с одноименными (зональным и подзональным) подразделениями формации Феншань Северного Китая.

С кровлей этих же подразделений в США и Северном Китае сопоставляется зона *Cordylodus primitivus* разреза Батырбай. Зона выделена в интервале разреза от 102 до 109 м и отличается от предыдущей появлением в комплексе первых примитивных кордилодусов, а также исчезновением представителей рода *Proconodontus* и некоторых параконodontов. В основании и в середине зоны исчезают соответственно элементы подрода *E.*(*Cambrooistodus*) и *E.*(E.) *alisonae*. Зона *Cordylodus primitivus* коррелируется с одноименным подразделением Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1985] и с зоной *Cordylodus andresi* Эстонии и Ленинградской области [Kaljo et al., 1986].

Нижняя граница зоны *Cordylodus proavus* (уровень 109 м) определяется развитием многочисленных *C. proavus* Müller, s.f. и единичных *C. oklahomensis* Müller, s.f. В комплексе зоны сохраняются также *C. primitivus* Bagnoli, *E.*(E.) *notchpeakensis*, *T. nakamurai*, протоконодонты и многие параконodontы. Нижняя граница зоны сопоставляется с основанием зоны *Cordylodus proavus* США, Северного Китая, Австралии, с подошвой зоны *Cordylodus oklahomensis* формации Рэббиткэттл гор Маккензи. Появление *Cordylodus proavus* Müller установлено

также в непрерывной последовательности форм (*andresi* — *proavus*) в разрезах Эстонии и Ленинградской области и в последовательности видов (*alisonae* — *primitivus* — *proavus*) на западе Ньюфаундленда.

Комплекс зоны *Cordylodus intermedius* характеризуется появлением "округлых" элементов *C. intermedius* (= *C. lenzi*, s.f.), к которым затем присоединяются *C. caseyi*, s.f., *C. intermedius*, s.f., а также "уплощенные" элементы (= *C. prion*, s.f.). Продолжают существовать *C. proavus*, s.f., *Eoconodontus* (E.) *notchpeakensis*, прото- и многие параконodontы.

С основания зоны *Cordylodus lindstromi* (уровень 214 м) присутствуют *C. lindstromi*, s.l. и редкие *Jaquetognathus preaengensis*. В США *C. intermedius* впервые отмечен в верхней части зоны *Cordylodus proavus*, в основании подзоны *Hirsutodontus simplex*, тогда как появление *C. lindstromi* фиксирует подошву отложений с фауной В. Приблизительно с этими уровнями можно сопоставить подошвы зон *Cordylodus intermedius* и *Cordylodus lindstromi* в нашем разрезе.

Появление элементов *Cordylodus intermedius* фиксирует подошву одноименной зоны в основании формации Ели Северного Китая [Wang, 1984]. В разрезах Австралии *C. intermedius* определяет нижнюю границу подзоны *C. oklahomensis*. Нижняя граница подзоны *C. lindstromi* проведена здесь аналогично — по появлению вида-индекса. Последовательность *intermedius-lindstromi* установлена также в разрезах Эстонии, Ленинградской области и Западного Ньюфаундленда.

Вышележащая часть разреза Батырбай (интервал 320—433 м) представлена в неблагоприятных для конодонтов фациях. Поэтому в нашем разрезе плохо охарактеризован интервал, соответствующий верхней части отложений с фауной В (подзона *Cordylodus angulatus*) и нижней части отложений с фауной С США, а в Европе — зоне *Cordylodus angulatus* верхов нижнего тремадока и основанию зоны *Drepanoistodus deltifer* верхнего тремадока.

Зону *Drepanoistodus deltifer* можно считать, по-видимому, аналогом верхней части европейской зоны *Drepanoistodus deltifer* верхнего тремадока. Нижняя граница этой зоны в разрезе Батырбай остается пока неопределенной.

Следующие три зоны отвечают аренигу. Зона *Paroistodus proteus* — "*Acodus*" *deltatus longibasis* соответствует хуннебергскому подгоризонту латорпского горизонта аренигского яруса. Зона *Prioniodus* (P.) *elegans* и зона *Prioniodus* (Oerikodus) *evae* — биллингенскому подгоризонту аренига. Следует отметить, что в комплексах этих зон присутствуют не только европейские, но и аргентинские элементы зон А и В формации Сан-Хуан [Serpagli, 1974]: *Walliserodus australis*, *Reutterodus andinus*, *Juanognathus variabilis*, *Acodus russoi*, *Protopanderodus gradatus*, *Stolodus* sp., *Bergstroemognathus extensus*. Конодонты зоны *Prioniodus* (O.) *evae* разреза Батырбай аналогичны таковым зоны *Prioniodus evae* в разрезе Дип-Килл, нижней части сланцев Дип-Килл Таконского аллохтона востока штата Нью-Йорк [Landing, 1976], а также комплексу VG-4 из формации Виль-Ге Квебека [Landing et al., 1984].

Некоторым дополнением к характеристике аренигского комплекса разреза Батырбай являются редкие, типично платформенные (американские, сибирские) таксоны: *Scandodus cyrtocardia*, *S. sinuosus* (зона *Paroistodus proteus* — "*Acodus*" *deltatus longibasis*); *Serratognathus bilobatus* Lee, описанный из Северного Китая, южной части п-ова Корея и Малайзии; "*Acodus*" *deltatus longibasis* Mc Tavish (верхи зоны *Paroistodus proteus* — "*Acodus*" *deltatus longibasis* и *Prioniodus* sp. (зона *Prioniodus* (P.) *elegans*), известные из формации Эмануэл Западной Австралии [McTavish, 1973]). Эти данные еще больше расширяют возможности корреляции аналогов аренига нашего разреза.

Таким образом, именно конодонты и трилобиты являются основными группами фауны, которые определяют расчленение и корреляцию разреза Батырбай. Роль остальных групп фауны в расчленении этого разреза пока незначительна.

Беззамковые брахиоподы [Конева, Попов, 1983] обычны практически на всех уровнях разреза, хотя сравнительно немногочисленны, не отличаются большим разнообразием и пока изучены недостаточно. Характеристика комплексов брахиопод приводится с учетом неопубликованных данных Л.Е. Попова.

Лингулиды включают виды эндемичных родов: *Experilingula divulgata* Koneva et Popov (–35 м — +98 м), *Mirilingula* sp. (68–98 м), *M. mutabilis* Popov (206–465 м). Обращает на себя внимание исчезновение рода *Experilingula* выше уровня 98 м.

Все акротретиды относятся, возможно, к членам единой эволюционной последовательности. Род *Quadrisonis* представлен видами *Q. declivis* Koneva et Popov (–35 — 0 м) и *Q. suspensa* Koneva et Popov (68–77 м). Род *Euritreta* (*E. declivis* Popov) появляется на уровне 98 м. Выше по разрезу распространены *E. discors* Popov (117–141 м) и *E. evanda* Popov (210–383 м). Среди замковых брахиопод [Никитин, Попов, 1983] определены *Billingsella* aff. *tenkiana* Mansuy (98 м), *Paleostrophia angulata* Nikitin et Popov (77–98 м), *P. tecta* Nikitin et Popov (136 м), *Clarkella testudo* Nikitin et Popov (465 м). Примечательно, что выше уровня 98 м нет видов рода *Billingsella*.

В интервале 103,8–205 м были выделены хитинозои хорошей сохранности [Заславская и др., 1987]. Самые древние хитинозои *Desmochitina antiqua* Zasl. найдены на отметке 103,8 м, в 20 см ниже трилобитов зоны *Lotagnostus hedini*. Выше обнаружены *Jenkinochitina vulgaris* Jenkins (109 м), *Desmochitina minor* Eisenack (116 и 117 м), *Desmochitina minor erinacea* Eisenack, *D. rhenana* Eisenack (117 м), *Desmochitina piriformis* Laufeld, *Coronochitina* ex gr. *coronata* Eisenack (128 м), *Lagenochitina* ex gr. *deunffi* Paris (129 м), *Sphaerochitina kazakhstanica* Zasl. (205 м). Многие из этих видов имеют широкий стратиграфический диапазон, однако некоторые из них заметно отличаются от типовых форм, и по-видимому, в дальнейшем могут быть выделены в самостоятельные виды или подвиды с более узким возрастным интервалом.

Особого внимания заслуживает находка *Desmochitina antiqua* Zasl. в зоне *Lotagnostus hedini*. Этот вид резко отличается от всех известных представителей этого рода и в настоящее время является древнейшим из известных видов хитинозой.

Граптолиты в разрезе найдены лишь на уровне 106 м, где вместе с трилобитами зоны *Lotagnostus hedini* были собраны *Dictyonema* (s. str.) sp., *Dendrograptus* sp., *Callograptus* sp. (определения Д.Т. Цая и Б. Эрдмана). Следует отметить, что нематофорные граптолиты в разрезе не обнаружены.

Остальные группы фауны (гастроподы, цистоидеи), а также водоросли пока не изучены.

Условия осадконакопления пограничных отложений. Фациально-литологические признаки пород и особенности фаунистических ассоциаций позволяют в первом приближении реконструировать палеообстановки накопления отложений разреза Батырбай (см. рис. 13).

При определении условий осадконакопления принята известная зональность краевых частей современных морских бассейнов [Мурдмаа, 1979; Kennett, 1982], применяемая также при реконструкции раннепалеозойских бассейнов [Cook, Taylor, 1975, 1977]. Для палеобассейна, в котором отлагались осадки батырбайского разреза, выделяются литораль, шельф (подразделяемый на внутреннюю, среднюю и внешнюю части), склон бассейна и собственно бассейн (или бассейновая впадина).

При определении границ фациальных зон в качестве реперов приняты некоторые уровни, хорошо известные в современных бассейнах и с довольно высокой степенью достоверности реконструируемые для древних бассейнов по фациальным особенностям осадков. Такими реперами являются величина прилива и отлива, базис обычных волн (50 ± 20 м), базис штормовых и ураганных волн (до 100 м), глубина фотической зоны, определяемая как нижний предел макси-

мального развития водорослей (30—80 м, максимально 100 м). Важное значение придается анализу гравитационных потоков и выделению их проксимальных и дистальных частей. Темный цвет осадков считается свидетельством отложения осадков в восстановительных условиях, а светлые цвета рассматриваются как результат окисления органики в аэрируемых частях бассейна.

Комплексы трилобитов с преобладанием агностид, с тонкими уплощенными хитиноидными, часто совершенно целыми непорезанными панцирями считаются, вслед за М. Тэйлором [Taylor, 1976], показателем обстановок со слабой гидродинамической активностью. Такие комплексы обычно приурочены к темным тонко- и микрозернистым тонкослоистым осадкам. Предполагается, что это наиболее глубоководные комплексы (внешняя часть шельфа, склон, бассейновая впадина). Наиболее характерными примерами относительно глубоководных ассоциаций трилобитов батырбайского разреза являются комплексы из обнажений с уровнями -35 и +104 м. К этим же уровням приурочено максимальное количественное и качественное разнообразие параконодонт, а ко второму уровню, кроме того, — типичный для относительно глубоководных отложений E. (E.) alisonae.

Комплексы трилобитов с преобладанием полимерид со сравнительно толстыми хитиново-карбонатными панцирями, часто в разной степени выпуклыми, рассматриваются как более мелководные. Они обычно приурочены к светлым разностям пород. В темных разностях такие комплексы несут черты перемыва и транспортировки. Переотложенные комплексы известны с нескольких уровней разреза. Подобные ассоциации описывались М. Тэйлором [Taylor, 1976].

От позднего кембрия к аренигу происходило отчетливо выраженное обмеление бассейна. Об этом свидетельствует смена темных плитчатых известняков с горизонтальной слоистостью в низах разреза массивными светлыми разностями, нередко с водорослевыми постройками в более высоких частях разреза. Однако процесс обмеления не был однонаправленным и сопровождался неоднократными кратковременными углублениями.

На фоне медленного, эволюционного изменения условий накопления осадков от позднего кембрия до середины аренига обращает на себя внимание резкая кратковременная перестройка условий в интервале 102,0—107,5 м.

Разрез Батырбай как стратотип стратиграфических подразделений общей и региональной шкал

Хорошая палеонтологическая характеристика батырбайского разреза, его полная обнаженность, непрерывность и легкая доступность для изучения выдвигают этот разрез в число одного из лучших в мире опорных разрезов пограничных отложений кембрия и ордовика независимо от того, будет ли он принят Международной стратиграфической комиссией в качестве официального стратотипа границы этих систем. По крайней мере естественно использовать батырбайский разрез в качестве стратотипа региональных стратиграфических подразделений верхов верхнего кембрия и низов ордовика Казахстана. Необходимость этого обусловлена еще и тем, что опорные разрезы сатпакского и олентинского горизонтов региональной шкалы ордовика Казахстана, сопоставляющихся в совокупности с тремадоком, не имеют нормальных стратиграфических границ, плохо обнажены, слабо охарактеризованы фауной [Никитин, 1972] и фактически не могут служить стратотипами соответствующих горизонтов.

Отдельные интервалы разреза Батырбай выбраны в качестве стратотипов трех горизонтов: батырбайского горизонта верхов верхнего кембрия [Аполлонов, Чугаева, 1983б], а также выделяемых впервые унурского и актауского горизонтов, в совокупности отвечающих тремадоку. Вышележащая часть разреза

Таблица 6. Подразделения переходных слоев кембрия и ордовика

Общая шкала			Региональная шкала Казахстана
Система	Отдел	Ярус	Горизонт (региоярус)
Ордовикская	Нижний	Арениг	Рахметовский
		Тремадок	Актауский Унгурский
Кембрийская	Верхний	Батырбайский	Батырбайский
		Аксайский	Аксайский

сопоставляется с рахметовским горизонтом, соответствующим нижней части аренига.

Тремадок и арениг являются практически общепринятыми подразделениями общей шкалы и широко используются в качестве эталонов для международной корреляции даже в тех случаях, когда прямая корреляция невозможна. Для верхнего кембрия единых международных подразделений в общей шкале пока нет. В качестве таких подразделений предлагаются шкалы, разработанные на разрезе по р. Кыршабакты в Южном Казахстане [Ергалиев, 1980] и разрезах Великобритании [Харленд и др., 1985]. Следует отметить, что, по мнению авторов, в верхней части принятой в СССР шкалы [Геохронологическая табл., 1984] между кровлей аксайского яруса и основанием тремадока существует крупный пробел, соответствующий батырбайскому горизонту (интервал тремпило североамериканской шкалы), т.е. заслуживающий ранга яруса [Аполлонов, Чугаева, 1983б]. Верхи кембрия в Великобритании плохо обнажены и содержат бедную фауну [Rushton, 1982], поэтому типовой разрез меридиона вряд ли может быть стратотипом верхнего подразделения кембрия общей шкалы.

В связи с потенциальной возможностью использовать батырбайский горизонт в качестве единицы общей шкалы необходимо определить его ранг и соподчиненность в последовательности подразделений общей и региональной шкал.

Некоторые затруднения возникают при согласовании ранга подразделений верхов верхнего кембрия и низов ордовика, определяемого в терминах, принятых в советском стратиграфическом кодексе и в кодексах ряда зарубежных стран, главным образом англоязычных. Речь идет о различном понимании терминов „отдел” и „ярус” в советской литературе и соответствующих им по рангу series и stage зарубежных кодексов. Как известно, в советской практике кембрий и ордовик делятся на три отдела, а последние — на ярусы. В англоязычных странах отделам соответствуют неофициальные подразделения (верхний кембрий, нижний ордовик и др.), а их части (меридионет, тремадок, арениг и др.) рассматриваются как series. Не вступая в дискуссию, мы принимаем соподчинение подразделений кембрия и ордовика в соответствии с практикой советской стратиграфии (табл. 6).

Ниже приводится характеристика выделяемых региональных горизонтов (региоярусов).

Батырбайский горизонт получил название по логу Батырбай и отвечает интервалу разреза мощностью 99 м между отметками 10—109 м. Он охватывает совокупность трилобитовых зон *Lophosaukia*, *Harpidoides* — *Platipeltoides* и

Lotagnostus hedini и конодонтовых зон *Hirsutodontus primitivus*, *Eoconodontus* (E.) *notchpeakensis* и *Eoconodontus* (E.) *alisonae*, *Cordylodus primitivus*. Объем установленной ниже Г.Х. Ергалиевым [1980] аксайского яруса (фактически горизонта) увеличен нами за счет включения в него зоны *Trisulcagnostus trisulcus*. Эта зона вместе с зоной *Aagnostus scrobicularis* рассматриваются нами как подзона единой зоны *Hedinaspis sulcata*.

Батырбайскому горизонту в Казахстане отвечает средняя часть кокбулакской свиты хребтов Большого Каратау и Улутау, верхи сарыкумской свиты Северо-Западного Прибалхашья. На северо-востоке Казахстана ему соответствует, по-видимому, лишенная фауны нижняя часть сатпакской свиты.

Располагающийся выше унгурский горизонт получил наименование от второго местного названия лога Батырбай — Унгурсай, что в переводе означает "лог с пещерой". Стратотипом горизонта является интервал разреза мощностью 236 м между отметками 109—345 м. Горизонт охватывает трилобитовые зоны *Euloma* (E.) *limitaris* — *Taoyuania*, *Dikelocephalina* и *Trinodus* и конодонтовые зоны *Cordylodus proavus*, *Cordylodus intermedius*, *Cordylodus lindströmi*. Самые верхи горизонта плохо охарактеризованы конодонтами. В целом горизонт примерно коррелируется с нижним тремадоком. Унгурский горизонт отвечает в Казахстане верхам кокбулакской свиты хребта Большой Каратау, нижней части карасуирской свиты хребта Улутау, верхней части сатпакской свиты северо-востока Казахстана, кендыктасской свите Кендыктаса и др.

Актауский горизонт получил название от гор Актау в юго-восточной части хребта Малый Каратау. Стратотипом горизонта является интервал разреза мощностью 120 м между отметками 345 и 465 м. Горизонт равноценен одной трилобитовой зоне *Szechuanella* — *Apatokephalus*. Конодонтами горизонт беден. В верхах его выделяется комплекс зоны *Drepanoistodes deltifer*. Горизонт сопоставляется с верхним тремадоком. Верхняя граница определяется комплексом зоны *Paroistodus proteus* — "*Acodus*" *deltatus longibasis* рахметовского горизонта. Актаускому горизонту в Казахстане соответствуют самые верхи кокбулакской свиты (возможно, самые низы камальской свиты) хребта Большой Каратау, низы карасуирской свиты хребта Улутау, агалатасская свита Кендыктаса, олентинская свита северо-востока Казахстана.

Унгурский и актауский горизонты официально приняты Третьим Казахстанским стратиграфическим совещанием в Алма-Ате в 1986 г. для включения в региональную шкалу ордовика Казахстана.

Проблема выбора уровня границы кембрия и ордовика

Одно из основных требований к любой границе подразделений общей шкалы — ее надежное прослеживание на максимально больших площадях. При этом желательно, чтобы такая корреляция базировалась как на палеонтологических, так и непалеонтологических методах. Последнее возможно в случае соответствия границы стратиграфических подразделений крупному геологическому событию, следы которого могут достаточно надежно фиксироваться во многих разрезах. Нужно подчеркнуть, что такие события отмечены для границ далеко не всех систем. Основой для определения границы должна быть биостратиграфическая шкала, базирующаяся на одной из ортостратиграфических для пограничного интервала групп фауны. Необходима принципиальная возможность контроля надежности этой шкалы данными как минимум любой другой группы фауны. Современная стратиграфическая практика требует, чтобы выбранный уровень границы был зафиксирован в стратотипе.

Проблема выбора уровня границы кембрийской и ордовикской систем и стратотипа этой границы имеет уже длительную историю [Henningsmoen, 1973; Чугаева, 1976; Аполлонов, Чугаева, 1983; Derby, 1986 и др.]. Как известно, она

до сих пор не решена, несмотря на активную деятельность МРГ по границе кембрия и ордовика и несомненный прогресс в изучении проблемы [Norford, 1983; Derby, 1986].

На заседании МРГ в Калгари в 1985 г. было решено, что основой для определения границы должна стать конодонтовая шкала [Derby, 1986]. При этом большинство членов МРГ полагают, что наиболее подходящим уровнем границы является основание одной из двух конодонтовых зон — *Cordylodus intermedius* или *C. lindströmi*. Считается, что именно эти зоны наиболее близки к уровню первого появления нематофорных граптолитов, т.е. к подошве тремадока — традиционному основанию ордовикской системы, и задача состоит в выборе лучшего из этих двух уровней.

Работа над материалами по разрезу Батырбай и корреляция установленных в пограничном интервале биостратиграфических подразделений привела к выводу, что лучшим уровнем границы кембрия и ордовика является (см. рис. 14) основание зоны *Cordylodus proavus*, совпадающее в батырбайском разрезе с основанием трилобитовой зоны *Euloma (E.) limitaris* — *Taoyuania* [Аполлонов, Чугаева, 1982, 1983б; Apollonov et al., 1981; Chugaeva, Apollonov, 1982; Дубинина, 1982]. Этот уровень хорошо коррелируется с уровнем повсеместного появления трилобитов тремадокского облика, т.е. с основанием слоев с *Hysterolenus* (зона *Acerocare*) Северного Уэльса, зоны *Hysterolenus* ряда районов Казахстана и Китая, с подошвой зоны *Cordinia apopsis* Северной Америки (основание хистрикуридного биомера), базальными слоями с *Nyuaya* и *Eoparatokephalus nyuicus* Сибирской платформы (табл. 7).

Вопрос о соотношении этого уровня с основанием тремадока требует отдельного рассмотрения. Определение основания тремадока и широкая корреляция этого уровня представляют не такую простую задачу, как это может показаться на первый взгляд. Как известно, в типовом разрезе тремадока в Северном Уэльсе подошва тремадока фиксируется по первой находке граптолитов *Dictyonema flabelliforme*. До недавнего времени считалось, что появление широко известного комплекса тремадокских трилобитов с *Hysterolenus* произошло практически одновременно с таковым граптолитов. Наблюдаемая в некоторых районах неодновременность появления тремадокских граптолитов и трилобитов объяснялась местными особенностями распространения фауны.

В последние годы в типовом разрезе тремадока целый комплекс характерных для тремадока трилобитов с *Hysterolenus*, *Niobe homphrai*, *Plicatolina frequens*, *Parabolina innotata*, *Shumardia*, *Beltella*, *Proteuloma* и *Dichelepyge* был найден в зоне *Acerocare* заметно ниже уровня с первыми нематофорными граптолитами [Rushton, 1982]. Причем в соответствии с принятой у британских геологов практикой часть разреза, заключающая этих трилобитов, безоговорочно отнесена к кембрию.

Нематофорные граптолиты установлены в разрезах выше трилобитов тремадокского типа и в ряде других районов за пределами типовой местности — в Аргентине, Казахстане, Китае [Harrington, Leanza, 1957; Ергалиев, 1983; Lai, 1984].

Таким образом, данные по трилобитам и граптолитам приводят к существенно разным представлениям о положении границы кембрия и ордовика. Ранее факт несовпадения появления нематофорных граптолитов и трилобитов тремадокского типа специально не обсуждался. Вместе с тем существует тенденция увязывать уровень границы кембрия и ордовика в конодонтовой шкале с первой находкой нематофорных граптолитов [Derby, 1986], пренебрегая данными по трилобитам. В связи с этим интересно обсудить сравнительные возможности конодонтов, граптолитов и трилобитов для установления границы кембрийской и ордовикской систем.

Корреляционные возможности конодонтов из пограничных отложений кембрия

Таблица 7. Обобщенная схема корреляции пограничных отложений кембрия и ордовика разных биогеографических провинций

Стандартная конодонтовая шкала	Пр о в и н ц и и									
	Южно-Американо-Евразийская			Австрало-Северо-Китайская	Северо-Американская	Сибирская				
Cordylodus lindstroemi	"Трематодские" трилобиты	Нематофорные граптолиты	Анизотрапиды	Dikelokephalina	Yosimuraspis	Dikelokephalina	Symphysurina			
Cordylodus intermedius				Зона Hysterolenus с Shumardia, Dichelepyge, Macropyge (Macropyge), Boeckaspis, Beltella, Onichopyge, Platypeltoides wimani, Plicatolina frequens		Richardsonella — Platypeltoides			Missisquoia	Nyaya, Eoapatokephalus nyaicus
Cordylodus proavus						Mictosaukia orientalis perplexa			Corbinia apopsis	
Cambrooistodus minutus	Размыв	Peltura scarabaeoides	Lotagnostus hedini	Агностидная шкала	Размыв	Saukiella serotina	Plethopeltides и эндемики			
Eoconodontus alisonae		Зона Lotagnostus с Peltura, Hedinaspis, Charchaia, Saukiella, Promacropyge, Ketyana	?Mictosaukia, Fatocephalus, Changia			Saukiella junia				
Eoconodontus notchpeakensis										

и ордовика хорошо известны [Дубинина, 1982; и др.]. Поскольку зависимость конодонтов от фаций выражена довольно слабо, зональные конодонтовые шкалы легко сопоставляются практически между всеми главными районами развития пограничных отложений. Поэтому естественным было решение МРГ в Калгари в 1985 г. считать именно конодонтовую шкалу основой для установления границы систем.

Независимость конодонтов от фаций не является абсолютной. Региональные особенности комплексов конодонтов пограничных отложений кембрия и ордовика позволяют условно выделить несколько фациальных типов отложений, различающихся деталями состава комплексов: 1) карбонатные мелководные отложения кратонов Северной Америки, Австралии и Северного Китая; 2) карбонатные отложения перикратонного шельфа и склона (Батырбай, Маккензи в Канаде); 3) карбонатные и карбонатно-глинистые отложения континентального склона Северной Америки (Западный Ньюфаундленд и Аппалачи); 4) карбонатно-кремнистые и карбонатно-глинистые отложения относительно глубоководных бассейнов (Сарыкумы в Центральном Казахстане, Нерснес в Норвегии, Нэйви в Канаде, а также Улутау, Большой Каратау, северо-запад и юго-восток Китая); 5) терригенные (песчаные) мелководные отложения северо-запада Русской платформы (Эстония и Ленинградская область).

В свою очередь, обобщение закономерностей пространственного распределения конодонтов позволяет выделить (условно) три области: 1) "тепловодную" — стабильные кратоны и континентальные массивы в пределах низких и средних палеоширот; она отвечает обстановкам древних эпиконтинентальных морей Северной Америки, Северного Китая, Австралии, имеющим ограниченную связь с открытыми акваториями; 2) "относительно холодноводную" — регионы, расположенные по периферии континентов в пределах низких и средних палеоширот; область соответствует обстановкам открытого шельфа — склона — бассейновой впадины со свободным водообменом с основной акваторией (Батырбай, Маккензи, Аппалачи, Западный Ньюфаундленд); 3) "холодноводную", тяготеющую к относительно высоким палеоширотам (северо-запад Европы).

Для сообществ первой области характерны зуконодонты и сравнительно редки прото- и паракондонты. Обратное соотношение прото-, пара- и зуконодонтовых элементов наблюдается в ассоциациях второй области. Доминирующие здесь прото- и паракондонты формируются *in situ*, тогда как малые зуконодонтовые компоненты комплексов обычно связаны с синхронным переносом потоками с ближайшего мелководья. Со времени *alisonae* фаунистические различия отражаются и на составе зуконодонтов. Так, обычный для открытых акваторий *Eoconodontus* (*E.*) *alisonae* замещается в эпиконтинентальных морях видами подрода *Eoconodontus* (*Cambrooistodus*). Примитивные кордилодусы *C. primitivus*, *C. andresi* появляются (время *Cordylodus primitivus*) только во второй и третьей областях (Батырбай, Западный Ньюфаундленд, Северо-Западная Европа), однако позднее (начало времени *proavus*) они расселяются и на карбонатном мелководье кратонов первой области. Виды родов *Hirsutodontus*, *Fryxellodontus*, *Clavohamulus* (время *proavus*) типичны для мелководных обстановок Северной Америки, Австралии, Северного Китая, редки по периферии кратонов в фациях открытого шельфа и склона и отсутствуют в Северо-Западной Европе.

Граптолиты принадлежат к группе, традиционно используемой для определения границы кембрия и ордовика [Erdtmann, 1982, 1985]. Поэтому психологически понятно стремление некоторых исследователей приблизить границу в конодонтовой шкале к уровню появления нематофорных граптолитов [Derby, 1986].

Однако, поскольку в граптолитовой шкале нет зонального подразделения ниже зоны *D. flabelliforme*, практически невозможно фиксировать уровень появления первых нематофорных граптолитов в единой биостратиграфической последовательности. Этот уровень определяется только через конодонтовую или

трилобитовую шкалы. На практике это сделать затруднительно, так как в настоящее время за пределами Акадо-Балтийской провинции (в узком смысле) известны лишь единичные разрезы (Ньюфаундленд, Нью-Брансуик, Северо-Восточный Китай), где нематофорные граптолиты на пограничном интервале встречаются вместе с другой фауной. Спорной остается и таксономия древнейших нематофорных граптолитов [Legand, 1985].

Использование нематофорных граптолитов ограничивается и тем, что они отсутствуют или редки на пограничном интервале в таких крупнейших регионах, как Казахстан, Сибирская платформа, центральные районы Северной Америки, Австралия и др. (кроме Акадо-Балтийской провинции).

Все это не позволяет использовать граптолиты для определения уровня границы кембрийской и ордовикской систем.

Трилобиты широко представлены в пограничных отложениях, встречаются в осадках различного фациального типа и во многих районах применяются для установления местного уровня границы кембрия и ордовика. Как известно, биостратиграфические шкалы верхнего кембрия основаны практически исключительно на трилобитах.

Важнейшая черта трилобитов — приуроченность сообществ к определенным фациям и фациальным поясам. Распространение трилобитов позволяет выделить несколько провинций (рис. 15): Северо-Американскую и Сибирскую (экваториальные), Южно-Американо-Евразийскую (нотальную), Тетическую (приполярную) и, возможно, Австрало-Северо-Китайскую (экваториальную), которая на рисунке включена в Южно-Американо-Евразийскую провинцию. Такое районирование в общем близко представлениям Г. Виттингтона и С. Хьюза [Whittington, Hughes, 1974], а также В. Яануссона [Jaanusson, 1979]. Корреляция пограничных отложений между провинциями затруднена, хотя здесь имеются заметные успехи [Miller et al., 1982; Fortey et al., 1982]. Зато внутри провинций корреляция осуществляется с большой точностью на огромных расстояниях. Зональные трилобитовые шкалы на пограничном интервале по подробности не уступают шкалам по конодонтам.

Именно по трилобитам устанавливаются местные уровни границы кембрия и ордовика (см. табл. 5) в Северной Америке, Казахстане, Сибирской платформе, в Алтае-Саянской области, на Урале и, кроме того, во Франции, ФРГ, Турции, Иране, Афганистане, Мексике и по единичным пока находкам в Антарктиде. Даже в районе Нерснес в Норвегии, где пограничные отложения хорошо охарактеризованы граптолитами, граница проведена не по появлению нематофорных граптолитов, а по находкам трилобита *Boeckaspis hirsuta* [Henningsmoen, 1957; Bruton et al., 1982]. Чрезвычайно важен тот факт, что крупный стратиграфический рубеж в трилобитовых шкалах совпадает с подошвой конодонтовой зоны *Cordylodus proavus*.

Приведенные материалы, как представляется авторам, убедительно свидетельствуют о том, что лучшим уровнем границы кембрийской и ордовикской систем является основание конодонтовой зоны *Cordylodus proavus*, совпадающее с появлением тремадокского комплекса трилобитов и его аналогов. Граптолиты же не могут играть роли при выборе уровня границы.

В пользу положения границы систем в основании зоны *C. proavus* свидетельствуют следующие факты.

1. *Cordylodus proavus* является географически наиболее широко распространенным видом среди всех известных групп фауны на пограничном интервале [Landing et al., 1978; Miller, 1981]. Он практически повсеместно встречается в единой эволюционной конодонтовой последовательности.

2. Основание зоны *C. proavus* отвечает заметному рубежу в эволюции всех групп фауны (см. рис. 13,14). На этом уровне вымирает большое количество таксонов. Так, исчезают многие характернейшие кембрийские роды трилоби-

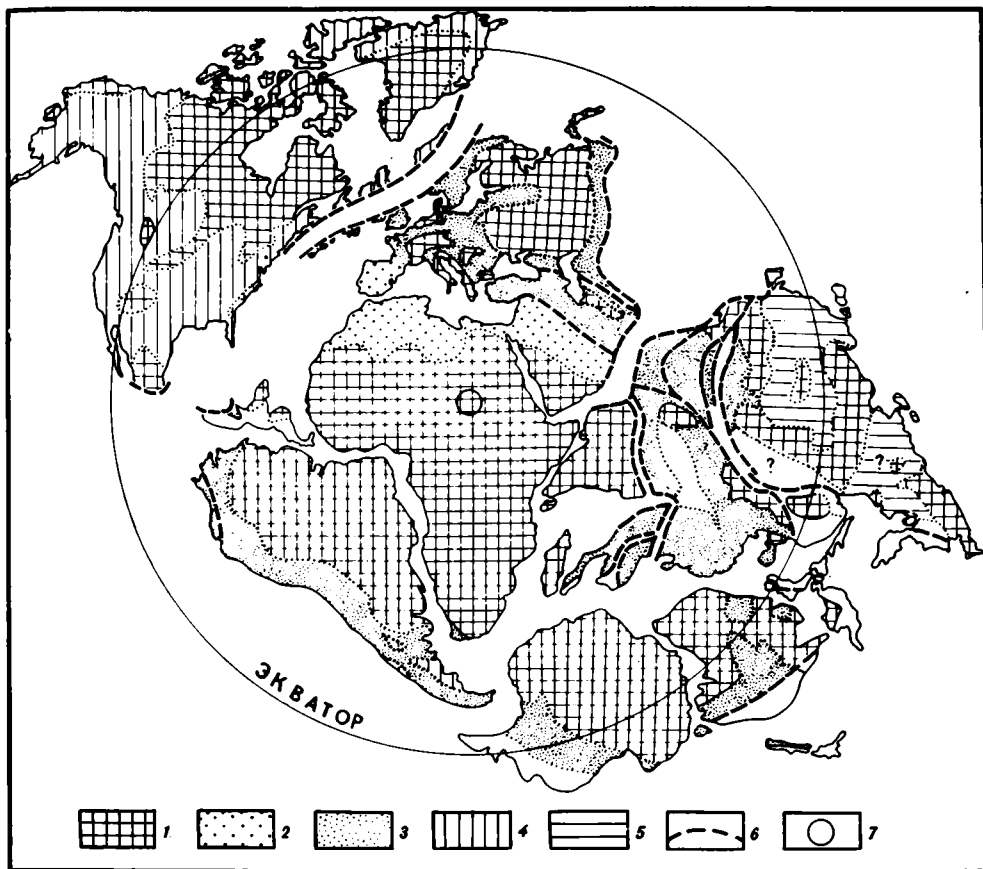


Рис. 15. Реконструкция положения материков в раннем тремадоке и трилобитовые провинции раннего ордовика

1 — суша; 2—5 — провинции: 2 — Тетическая (приполярная), 3 — Южно-Американо-Евразийская (нотальная), 4 — Северо-Американская (экваториальная), 5 — Сибирская (экваториальная); 6 — крупнейшие разломы; 7 — Южный полюс

тов (*Lotagnostus*, *Pseudagnostus* и др.), многие таксоны конодонтов и брахиопод. Именно на этом уровне формируется тремадокский комплекс трилобитов с *Hysteroleptus*, *Shumardia*, *Dichelepyge bicornis*, *Macropyge* (*Macropyge*), *Boeckaspis*, *Beltella* (?), *Mictosaukia*, *Platypeltoides wimani*, *Plicatolina frequens*, прослеживающийся на огромных пространствах Южно-Американо-Евразийской провинции. Этот рубеж совпадает с границей птихаспидного и хистрикуридного биомеров Северной Америки [Palmer, 1979] и основанием слоев с *Nyuaya* и *Eoparatokherphalus* Сибирской платформы [Розова, 1968]. Менее отчетливо этот рубеж выражен в трилобитовой биостратиграфии в Австрало-Северо-Китайской провинции.

3. В подошве зоны *Cordylodus proavus* отмечается крупномасштабное эвстатическое событие в ряде районов мира [Erdtmann, Miller, 1981; Miller, 1984b]. В частности, оно фиксируется в батырбайском разрезе. На этом уровне в нескольких разрезах фиксируются отчетливые геохимические аномалии (Д. Райт, устное сообщение), а также инверсия палеомагнитного поля (Дж. Киршвинк, устное сообщение).

На нижних границах конодонтовых зон *intermedius* и *lindstromi*, рассматриваемых сейчас многими членами МРГ в качестве границы кембрия и ордовика

[Derby, 1986], никаких заметных следов геологических событий не отмечено. Если граница систем будет проведена на одном из этих рубежей, она в любом случае пройдет внутри единого комплекса трилобитов и другой фауны и не совпадет с уровнем какого-либо геологического события.

ПРОВИНЦИАЛИЗМ СИЛУРИЙСКИХ БРАХИПОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Начало силурийского периода ознаменовалось резким уменьшением зоогеографического провинциализма, что связывается с постгляциальными событиями, обусловившими повышение уровня моря, пльвиальный режим и циркуляции, благоприятные для широких миграций фауны, в связи с чем большой интерес представляет изучение расселения современных брахиопод. В работе О.Н. Зезиной [1976] приведены сведения о планктонной (личинойной) стадии беззамковых и замковых брахиопод: длительность личиночной стадии замковых брахиопод очень непродолжительна — до 30 ч; для древних замковых брахиопод она оценивается в 2—7 дней [Treatise, 1965].

При изучении географического распространения видов современных брахиопод О.Н. Зезина выделила 23 ареала, что "свидетельствует о тонкой видовой специализации в данной группе и делает брахиоподы хорошими индикаторами биотопических изменений" [Зезина, 1976, с. 69]. Ареалы видов (и подвидов) современных брахиопод отвечают водам разной физической структуры и различных продуктивных свойств. Для палеонтологов крайне важен вывод о том, что распространение современных видов брахиопод хорошо отражает картину циркуляции вод. Это положение привело О.Н. Зезину [1976] к выводу об обоснованности палеоокеанических реконструкций по распространению древних брахиопод.

Ареалы родов и семейств современных брахиопод отражают историю формирования фаун, степень и продолжительность их изоляции. В целом сведения о современных брахиоподах, не переносимые полностью на ископаемые формы, крайне ценны для понимания миграционных возможностей древних, в частности силурийских, брахиопод.

Поясная палеозоогеографическая дифференциация в начале силура значительно отличалась от условной поясной в ордовике. Для этого времени А. Буко [1979] выделяет два обширных ареала: Северный силурийский и Мальвино-Кафферский; лишь с конца венлокского века в пределах Северного силурийского ареала обособляются Урало-Кордильерская и Северо-Атлантическая области (рис. 16). Бассейны Северного силурийского ареала были тепловодными, Мальвино-Кафферского — холодноводными. В одной из последних работ А. Буко вместе с китайскими исследователями [Wang et al., 1984] придерживается взгляда об обособлении Урало-Кордильерской области в лландоверийском веке, допуская умеренный провинциализм Северного ареала уже в раннем силуре.

В пределах Северного силурийского ареала с лландоверийского века выделяется ограниченная по площади Монголо-Охотская область [Буко, 1979]. Вначале эта палеозоогеографическая единица называлась Монголо-Тувинской подпровинцией [Владимирская, Чехович, 1969]. Обособление рассматриваемой части Азии связывается с ограниченным по площади распространением высоко специализированного сообщества *Tuvaella*, экологически близкого к широко распространенному в Северном силурийском ареале сообществу *Eocoelia* [Boucot, Johnson, 1973], и с оценкой *Tuvaella* в качестве неозндемика, связанного с местным ордовикским предком из атрипид [Boucot, Johnson, 1973; Буко, 1979].

Экологическую эквивалентность сообществ *Tuvaella* и *Eocoelia* поддерживает и Н.П. Кульков [1980], проводивший эколого-биогеографические исследования лландоверийских брахиопод Горного Алтая. При биогеографическом районировании Н.П. Кульков считает необходимым учитывать "все экологически свя-

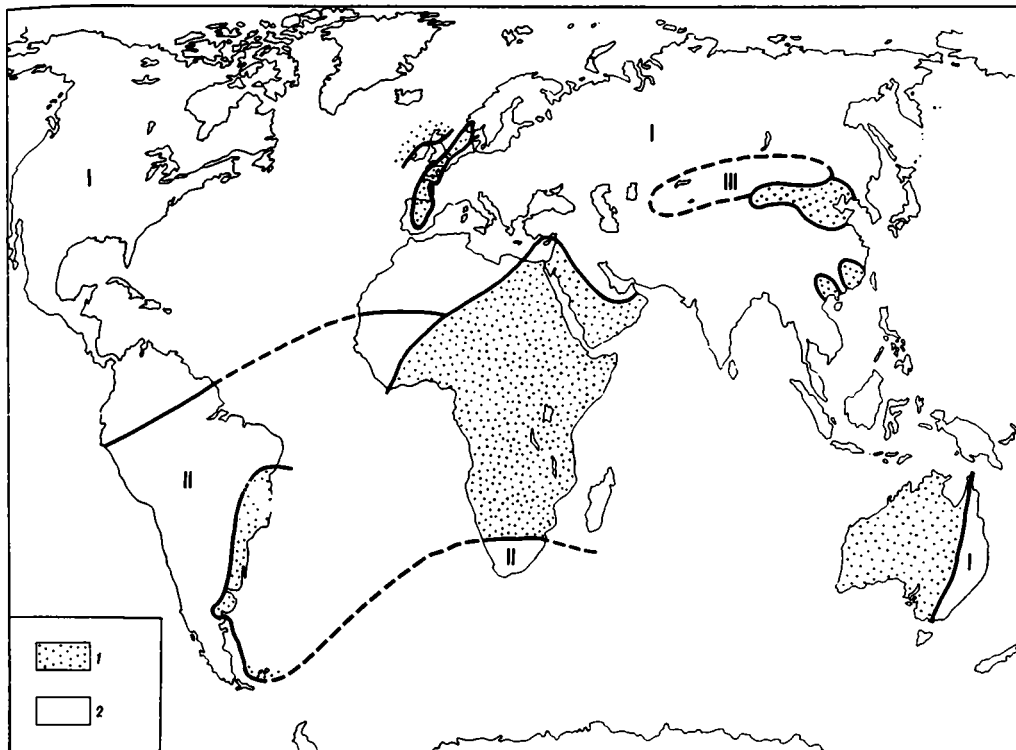


Рис. 16. Распространение брахиопод в позднем лlandoвери — раннем венлоке [Boucot, Johnson, 1973]
1 — суша; 2 — море. Ареалы: I — Северный силурийский, II — Мальвино-Кафферский; III — район распространения тувеллового сообщества

занные сообщества, развивавшиеся одновременно в различных зонах моря” [1980, с. 35]. Он выявляет батиметрическую зональность лlandoверийского бассейна Горного Алтая — наиболее мелководное сообщество *Tuvaella* с резким преобладанием (75%) видов эндемичных родов и подчиненными (25%) эндемичными видами космополитных родов, одновозрастное сообщество *Pentamerus* — *Pentameroides*, отличающееся преобладанием эндемичных видов космополитных родов и незначительным содержанием космополитных видов и родов, последние полностью составляют более глубоководное сообщество *Clorinda*.

Исходя из состава сообществ, связанных эколого-биофациальными отношениями, Н.П. Кульков, в отличие от А. Буко, считает, что “нельзя определять Тувино-Монгольскую или Центрально-Азиатскую провинцию только по сообществу *Tuvaella*” и “биогеографическое районирование должно опираться на сравнение спектров сообществ брахиопод в различных бассейнах” [Кульков, 1980, с. 34—35].

В последние годы в зарубежной литературе появились сведения о тувелловой фауне силура Джунгаро-Хинганской структурной зоны Китая. В одной из работ [Su, 1981] рассматривается провинциализм фауны Тувино-Хинганского региона, выражающийся в распространении сообщества *Tuvaella*; в других работах [Rong, Zhang, 1982; Zhang et al., 1983; Wang et al., 1984] приведен анализ тувелловых сообществ, известных в пределах хребта Хинган и в Восточной Джунгарии (район оз. Барколь). В результате авторы пришли к выводу о несостоятельности выделения здесь биогеографической единицы в ранге провинции, так как 76% родов тувелловой фауны являются обычными для Северного си-

лурийского ареала. В одной из последних работ [Wang et al., 1984] допускается выделение подпровинции или центра эндемичности тувелловой фауны.

Состав и соотношение брахиоподовых ассоциаций силура Монголии заставляет критически подойти к анализу фауны, проведенному китайскими биостратиграфами. Так, к упоминаемому ими единственному эндемичному роду *Tuvaella* следует добавить роды *Lenatoechia*, *Tuvaerhynchus*, *Tuvaechonetes*, *Shovdolella*, *Eomaoristrophia*, а также рассматриваемые в качестве неэндемиков роды *Platyorthis*, *Tastaria* и *Tannuspirifer*. Далее, среди родов тувелловой фауны, названных характерными для Урало-Кордильерского региона, только *Tannuspirifer*¹ типичен для тувелловой фауны, второй род *Spondylostrophia* является эндемичным горно-алтайским из ассоциации *Pentamerus* — *Pentameroides*, а третий — *Nalivkinia* — входит в одноименную ассоциацию Горного Алтая и Казахстана, не содержащую тувелл. Лишь для одного из тувинских тувелловых комплексов были отмечены последние *Nalivkinia* [Владимирская, 1978б]. К родам, обычным для Северного силирийского ареала и составляющим 76%, по мнению китайских исследователей, отнесены отсутствующие в тувелловых сообществах *Gypidula*, *Atrypa*, *Protathyris*, *Delthyris* и роды, нуждающиеся в ревизии (*Levenea*) или крайне ограниченно распространенные в тувелловых ассоциациях (*Plectatrypa*, *Cyrtia*, *Eospirifer*).

Кроме этого, в обобщенном составе "тувелловой фауны" теряется своеобразие и степень провинциализма каждой из последовательных ассоциаций. Например, в уже упоминавшейся статье [Rong, Zhang, 1982] приведен состав конкретной ассоциации с *Tuvaella gigantea* из района оз. Барколь (Джунгария). В нее входят девять рассматриваемых родов, на долю четырех (*Tuvaella*, *Tannuspirifer*, *Leptostrophia*, *Meristina*) падает 91,84%, а среди этих четырех *Tuvaella* и *Tannuspirifer* составляют 53,77%.

Очевидно, более объективным является дифференцированный анализ собственно тувелловых и других сообществ, связанных в спектре батиметрической зональности. Поэтому мы совместно с монгольским геологом Ч. Минжином провели обзор сообществ брахиопод силура Монголии [Розман, 1986] по данным многолетнего изучения разнофациальных отложений. При этом учитывались результаты изучения брахиопод силура Тувы и Монголии [Чернышев, 1937], Тувы [Иванова, 1962; Владимирская, 1972, 1978а,б; Кульков, 1979; Кульков и др., 1985], Горного Алтая [Кульков, 1967, 1974, 1980], а также работы по Китаю [Su, 1981; Rong, Zhang, 1982; Zhang et al., 1983].

Новым в распространении тувелловой фауны внутреннего шельфа, известной в литературе, является установление древней ассоциации — с *Tuvaella dichotomians* Rozm., связанной с необычной для этого рода карбонатной фацией внешнего шельфа. В середине лландовери она мигрировала во внутренние части мелководья, где сформировалось сообщество следующей стадии развития *T. plana* в процессе адаптации двух миграционных раннесилирийских фаун: палеоджунгарской тувелловой, проникшей из зоны внешнего шельфа, и сибирской эпиконтинентальной — с ортидами и ринхонеллидами, среднего—позднего лландовери [Никифорова, Андреева, 1961; Лопушинская, 1976]. При этом, кроме сибирских видов рода *Stegerhynchus* отмечены эндемичные роды *Stegerhynchus*, *Lenatoechia* и *Tuvaerhynchus*. Следующая ранневенлокская стадия развития рода *Tuvaella* характерна для сообщества *T. raskovskii* — *Eopholidostrophia* из терригенных фаций внутреннего шельфа; провинциальный облик этого сообщества определяется содержанием как *Tuvaella raskovskii*, так и местного вида рода *Eopholidostrophia*.

Интересно широкое распространение венлокских "нетувелловых" ассоциаций (*Gypidula* — *Pentamerus* — *Atrypa* — *Tannuspirifer*), освоивших и карбонат-

¹ В пределах Урало-Кордильерского региона *Tannuspirifer* известен только в Канадском арктическом архипелаге в отложениях позднего лудлова — приждола.

ные фации внешнего шельфа и терригенно-карбонатные фации внутреннего шельфа. В последних наблюдается дифференцированность состава: ассоциации *Gypidula* — *Pentamerus* — *Tannuspirifer* связаны с карбонатными, а *Atrypa* — *Leptaena* — с терригенно-карбонатными фациями. В составе этих ассоциаций резко преобладают местные виды родов с широким ареалом. Немногочисленные виды из родов *Isorthis* и *Atrypa* близки к известным в Европе, но большая часть видов аналогична описанным в Горном Алтае, Казахстане и Средней Азии. Эти "нетувелловые" ассоциации следует считать также провинциальными.

Среди поздневенлокских — раннелудловских сообществ внешнего шельфа Южной Монголии, связанных с карбонатными фациями, выявлено широко распространенное сообщество *Tastaria* — *Howeella*. Род *Tastaria*, известный в Евразии только в раннедевонских ассоциациях, представлен в Южной Монголии предковым видом *T. gobica* Rozm., что позволяет рассматривать этот род в качестве неозндемика. Род *Howeella* в этом сообществе представлен *H. complicata* Kul., изученным в лудлове Горного Алтая, и местными видами.

Для пограничных отложений венлока и лудлова, изученных в карбонатно-терригенных фациях внешнего шельфа Южной Монголии, характерным было провинциальное сообщество *Tuvaella gigantea* — *Tannuspirifer* — *Meristina*, коррелируемое с сообществом *Leptostrophia* — *Tuvaella gigantea* — *Tannuspirifer* из терригенных фаций внутреннего шельфа и сообществом *Isorthis* — *Leptostrophia* — *Eomaoristrophia* — *Strispirifer* из терригенных фаций внешней окраины внутреннего шельфа.

Только более поздние лудловские и пржидольские сообщества, связанные с карбонатными фациями внешнего шельфа Южной Монголии, характеризуются содержанием широко распространенных видов и родов. У рубежа силура и девона отмечено появление эндемичных пентамерид рода *Shovdolella* Rozm. (из *Parallelasmatidae*).

Заключение

Как известно, формирование раннесилурийской фауны объясняется значительной радиацией, связываемой с крупными событиями у рубежа ордовикского и силурийского периодов — гондванским оледенением и сменившей его раннесилурийской трансгрессией. Именно с радиацией, возникшей в конце раннелландоверийского времени, связывается появление провинциальной центрально-азиатской фауны.

Так, при изучении ордовикских брахиопод Монголии мы не нашли гипотетического предка *Tuvaella*, распространение которого в этом регионе предполагал А. Буко. Однако нам удалось обнаружить древние *Tuvaella*, связанные с раннесреднелландоверийским сообществом, — в разрезах южного предгорья Гобийского Алтая [Розман, 1986б], что позволяет считать Южную Монголию центром происхождения и расселения *Tuvaella*.

Сходное соотношение выявлено и для *Tannuspirifer*: его наиболее ранние (ранневенлокские) представители входили в сообщество *Gypidula*—*Pentamerus*—*Atrypa*, связанное с карбонатными фациями внешнего шельфа, а более поздний *Tannuspirifer pedaschenkoï* стал характерным компонентом широко распространенного в регионе поздневенлокского—раннелудловского тувеллового сообщества *Tuvaella gigantea*.

Необходимо отметить, что с раннесилурийской радиацией было связано появление наибольшего количества эндемиков и неозндемиков — *Tuvaella*, *Tannuspirifer*, *Elegasta*, *Platyorthis*, *Leptodonta*, *Tuvaerhynchus*, *Lenatoechia*. При этом наиболее древние из известных *Platyorthis* и *Leptodonta* были связаны не с тувелловым сообществом *Tuvaella dichotomians*, а со сменившим его во времени среднелландоверийским широко известным в Евразии сообществом *Glassia*, выявленным и в Южной Монголии.

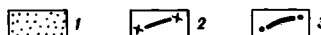
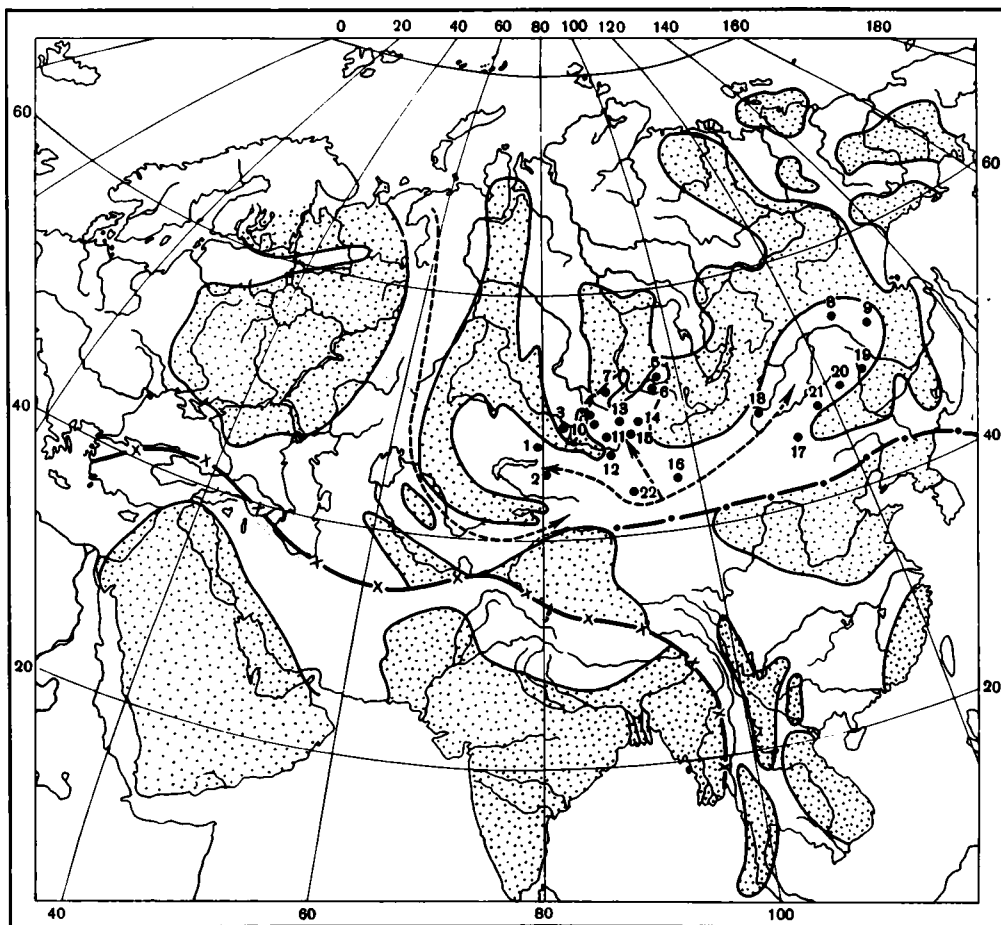


Рис. 17. Распространение силурийских брахиопод в Центрально-Азиатской провинции

1 — суша; 2 — современное положение северной границы Гондваны; 3 — Северо-Китайский разлом [Chen, 1984]; 4 — предполагаемые пути миграции брахиопод; 5 — местонахождения брахиоподовой фауны: 1—9 — СССР: 1—3 — Казахстан (1 — хребет Чингизтау [Борисяк, 1955], 2 — хребет Тарбагатай [Литвинович и др., 1963], 3 — Рудный Алтай [Кульков, Козлов, 1978]), 4—7 — Алтае-Саянская горная область и Тува (4 — Горный Алтай [Кульков, 1967; Ивановский, Кульков, 1974], 5, 6 — Тува [Владимирская, 1972, 1978a], 7 — Западный Саян [Владимирская, 1965]), 8, 9 — Забайкалье [Модзалевская, 1969]: 8 — Верхнеамурский бассейн; 9 — Зейский бассейн; 10—18 — Монголия: 10—12 — Монгольский Алтай (10 — р. Их-Ойгурингол, 11 — р. Буянтугол, 12 — р. Уэинчигол [Маркова, 1975]), 13—15 — Озерная зона (13 — р. Бургастангол, 14 — хребет Тохтоген-Шили, 15 — хребет Шэргэту-Ула), 16, 17 — Южно-Монгольская зона (16 — южное предгорье хребта Джинсэту-Ула, 17 — район г. Барун-Урт), 18 — Северо-Восточная Монголия — бассейн р. Керулен; 19—22 — Китай: 19—21 — хребет Большой и Малый Хинган [Su, 1981; Rong, Zhang, 1982], 22 — Восточная Джунгария, район оз. Барколь [Rong, Zhang, 1982; Zhang et al., 1984]

Появление неозндемика *Tastaria* в конце венлокского века и эндемика *Sho-vdoella* (на рубеже пржидольского и лохковского веков), возможно, отражает заключительные моменты этой радиации. Помимо отмеченных родов неозндемиков и эндемиков, в составе сообществ силурийских брахиопод и внутреннего, и внешнего шельфа Монголии содержится значительное количество местных видов евразийских родов с широким ареалом.



Рис. 18. Соотношение палеоконтинентов в венлокском веке [Scotese et al., 1979]
1 — районы распространения тувелловой фауны раннего силура; 2 — палеоконтиненты

В целом состав последовательных брахиоподовых сообществ силура Монголии свидетельствует об их принадлежности в лландовери — венлоке — лудлове — раннем пржидоле к Центрально-Азиатской палеозоогеографической провинции. В пределах ее формировались и развивались: в терригенных фациях внутреннего шельфа сообщества с эндемичными родами и эндемичными видами широко распространенных родов; а в терригенно-карбонатных и карбонатных фациях внешнего шельфа — сообщества с эндемичными видами широко распространенных родов и, в меньшей степени, видов эндемичных родов и широко известных видов.

В заключение остановимся на значении рассмотренной силурийской брахиоподовой фауны в качестве зоогеографического критерия в палеореконструкциях. Провинциализм тувелловых ассоциаций и других, связанных с батиметрической зональностью шельфа Центрально-Азиатского палеобассейна, позволяет проследить их протяженность и, одновременно с этим, соотношение палеоконтинентов, обрамленных шельфами, с провинциальной фауной (рис. 17).

Наиболее протяженная и широкая часть шельфа (от литорали до зоны мелководных склонов) протягивается вдоль окраины Сибирского палеоконтинента от Алтае-Саянской горной области через Туву и Монголию к Маньчжурии (см. рис. 17, местонахождения 4—21). Непосредственные переходы от литорали к прибрежному мелководью наблюдаются в разрезах Озерной зоны (Тохтоген-Шили, Шэргэту-Ула) и Монгольского Алтая (правобережье р. Их-Ойгурингол). Карбонатные фации мелководных склонов, прослеживаемые в Гоби-Алтайской и Сухэбаторской структурно-фациальных зонах (см. рис. 17, местонахождения 16, 17), представляют внешний шельф по отношению к внутреннему, протягивающемуся вдоль хребтов Малый и Большой Хинган (см. рис. 17, местонахождения 19—21). Другая часть шельфа протягивается по окраине Казахстанского палеоконтинента; зона мелководных склонов обнаруживается по находкам древней тувелловой фауны (см. рис. 17, местонахождения 1, 2). Участком шельфа является мелководье с тувелловой фауной в районе Рудного Алтая (см. рис. 17, местонахождение 3).

Ограниченное распространение рассматриваемой брахиоподовой фауны может быть сопоставлено по рангу с одним из ареалов современных брахиопод, изученных О.Н. Зезиной [1976]. Подобные сопоставления подтверждают мнение

О.Н. Зезиной об обоснованности палеореконструкций по древним брахиоподам.

Таким образом, распространение провинциальной брахиоподовой фауны силура Центральной Азии можно интерпретировать в качестве зоогеографической связи, фиксирующей сближенное положение Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов. Однако соотношение этих палеоконтинентов на схеме реконструкции для силура, предпринятой, по палеомагнитным данным [Scotese et al., 1979; Ронов и др., 1984], не отвечает сближенности шельфов с провинциальной фауной (рис. 18). Более того, на указанной палеореконструкции эта фауна в пределах центрально-азиатской части шельфа, обрамляющего Сибирский палеоконтинент, оказалась в относительно высоких палеоширотах (около 50°), что не отвечает ни тепловодному характеру брахиоподовой фауны, ни обильному расселению кишечнополостных. В то же время чингиз-тарбагатайский шельф с фауной аналогичного типа оказался в приэкваториальных палеоширотах.

Несомненно, что зоогеографические критерии, особенно критерии, связанные с уникальной фауной силура Центральной Азии, должны учитываться в палеореконструкциях наряду с геофизическими, литологическими и палеоклиматическими. Вместе с тем для более полного использования зоогеографических критериев необходим всесторонний анализ всех групп центрально-азиатской силурийской фауны, что является задачей исследований ближайших лет.



РАДИОЛЯРИИ ПАЛЕОЗОЯ: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ, ЭВОЛЮЦИЯ И СООТНОШЕНИЕ С РАЗВИТИЕМ ДРУГИХ ГРУПП ФАУНЫ

С 1960-х годов текущего столетия в стратиграфии мезозоя и кайнозоя отчетливо прослеживается тенденция к созданию зональных схем, основанных на смене характерных ассоциаций планктонных и нектонных фаун. За последние десятилетия были разработаны достаточно детальные стратиграфические шкалы по планктонным фораминиферам [Blow, 1969; и др.], известковому нанопланктону [Martini, 1970; и др.], диатомеям [Burckle, 1972; и др.], силикофлагеллятам, радиоляриям [Riedel, Săfilippo, 1970; и др.], аммоноидеям [Tozer, 1984; и др.], и, как видно, предпочтение явно отдано микрофауне. Ее успешное использование в практических биостратиграфических исследованиях во многом обусловлено малыми размерами и частой встречаемостью почти по всему разрезу, тогда как макроскопаемые распространены более дискретно. Кроме того, планктонные организмы чаще имеют широкий ареал географического распространения, а иногда и отличаются интенсивными темпами эволюционных преобразований. В свою очередь, эти обстоятельства имеют немаловажное значение для дробного расчленения отложений и их корреляции.

Для палеозоя, в силу исторических причин, чаще применяются стратиграфические схемы, опирающиеся на смену комплексов ископаемых бентосных фосилий. Но одновременно нельзя не отметить, что планктон и нектон палеозойских морских акваторий не отличался особым разнообразием по сравнению с органическим миром пелагиали мезозойских и кайнозойских океанов и морей. В палеозойскую эру ее обитателями были некоторые группы фитопланктона, граптолиты, гониатиты, рыбы и, возможно, конодонты.

Уже давно граптолиты и аммоноидеи, а в последнее время и конодонты признаются ортостратиграфическими группами и широко используются для решения различных геологических проблем, а также для выделения зональных подразделений. Эти группы фауны, хотя и менее зависимы от фаций, распространены не повсеместно. Они редки в относительно глубоководных кремнистых осадках, и это значительно осложняет их использование в практических целях, особенно в складчатых областях.

Но в палеозойскую эру существовала и еще одна группа пелагических планктонных организмов — радиолярии, скелеты которых многочисленны в крем-

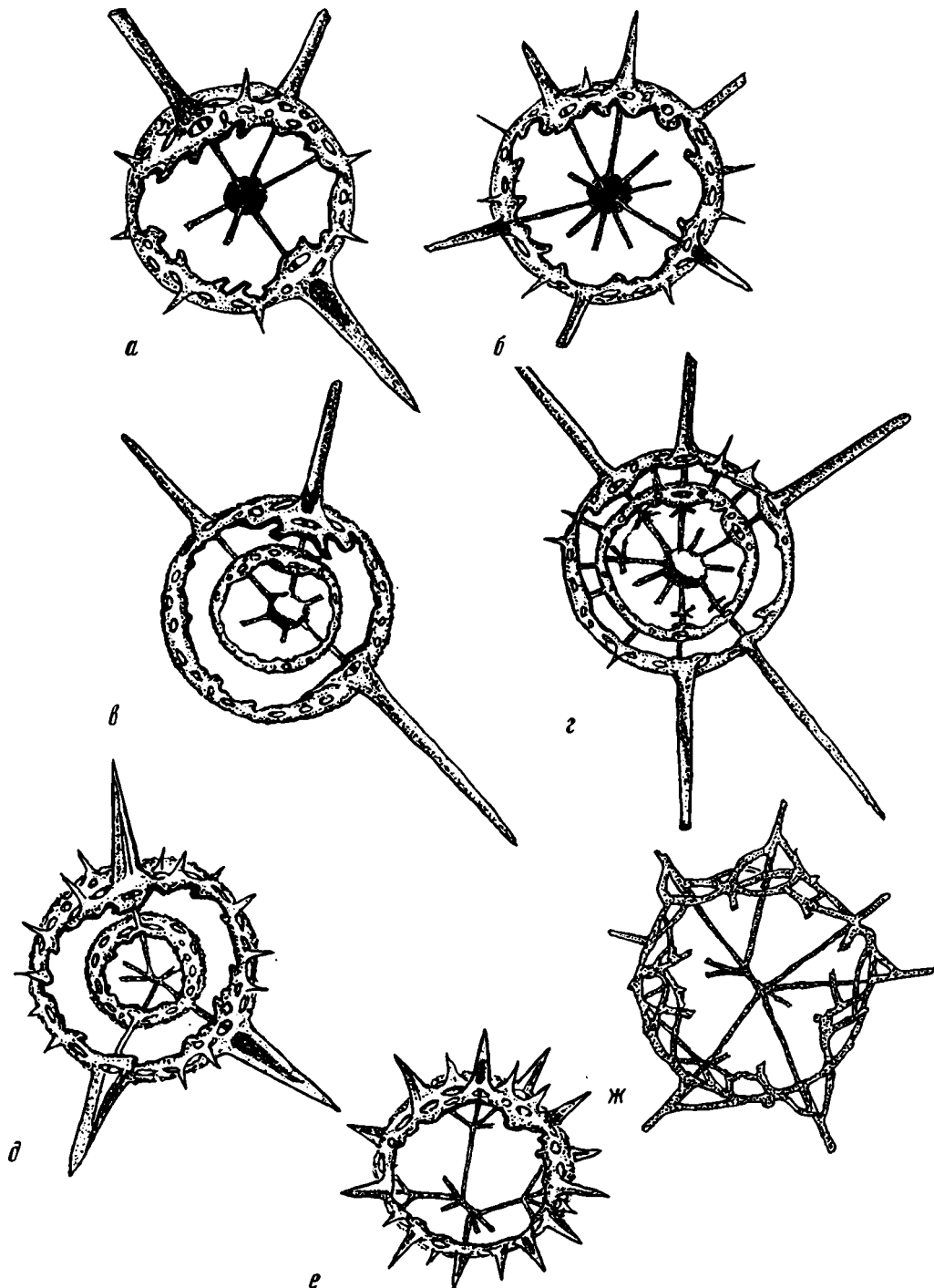


Рис. 19. Схематическое изображение строения скелета палеозойских сферических Spumellaria — Inaniguttidae (а—г), Entactiniidae (д, е), Collodaria-Polyentactiniidae (ж), обладающих хорошо развитым внутренним каркасом

а — Inanigutta, O—S₂; б — Oriundogutta, O—S₂; в — Inanigutta, O—S₂; г — Inanihella O—S₂; д — Entactinosphaera, D₂—P₂; е — Astroentactinia, D₂—P₁; ж — Polyentactinia D₃

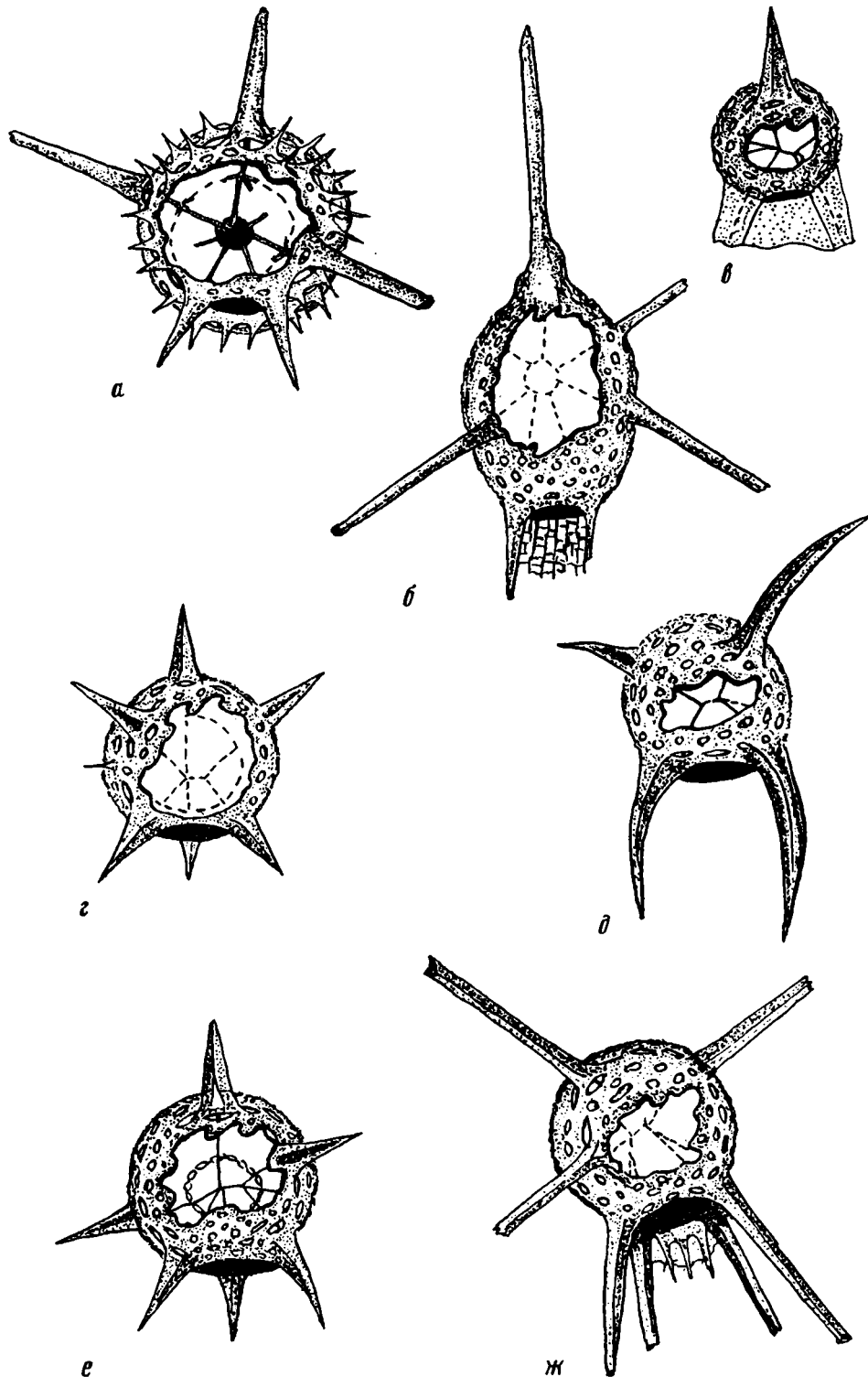


Рис.19 (окончание)

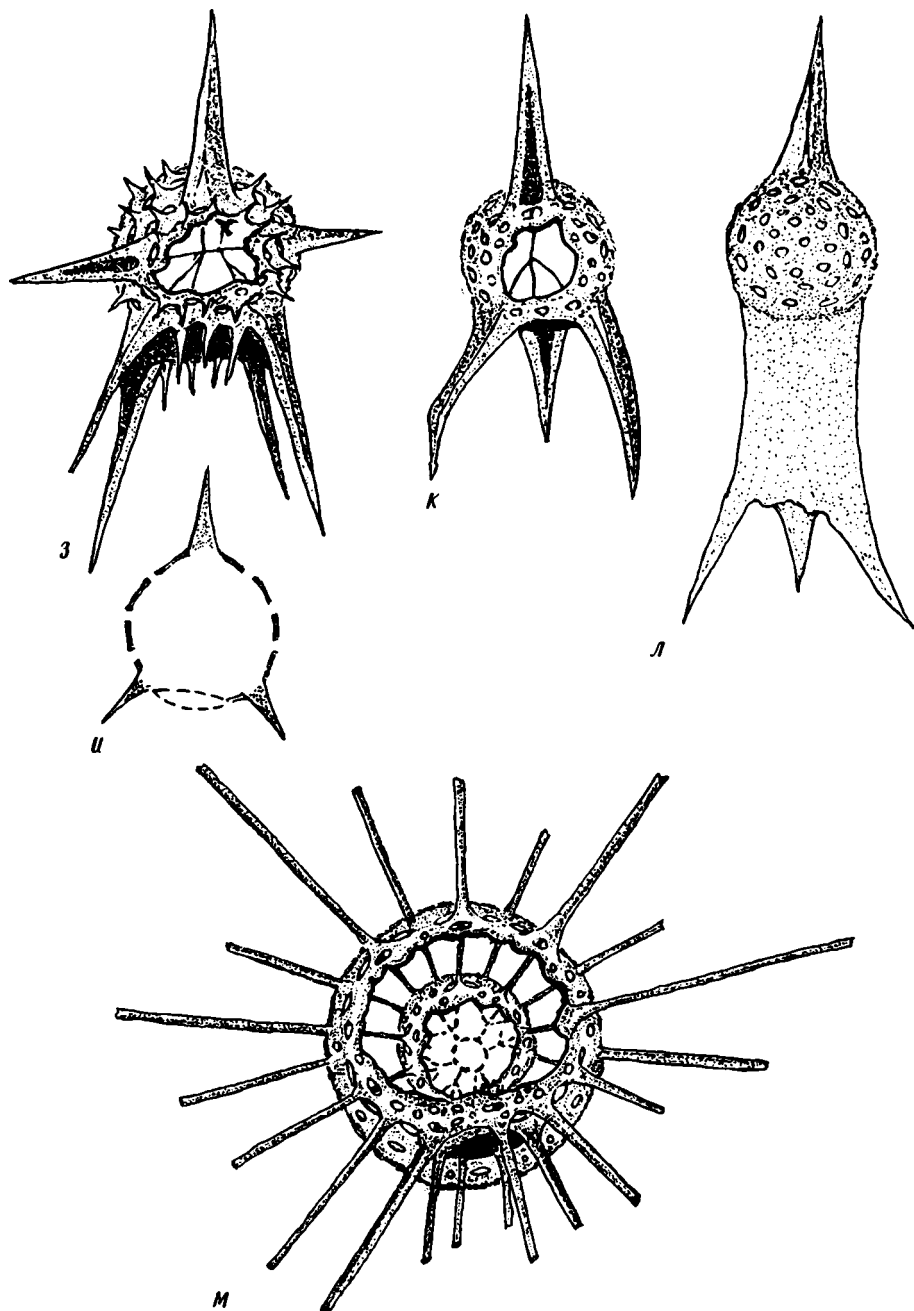


Рис. 20. Схематическое изображение некоторых Pylentonemiidae ордовика — нижнего карбона

a — *Cessipylorum apertum* (Nazarov), O₂; *б* — *Proventocitum procerullum* (Nazarov), O₁; *в* — *Foremaniella cibedelosphaera* (Foreman), D₃; *г* — *Foremaniella helenae* Deflandre, C₁; *д* — *Parachocyrtium mirabele* Deflandre, C₁; *е* — *Pylentonema antiqua* Deflandre, C₁; *ж* — *Cyrtisphaeranemium prudentigerum* Deflandre, C₁; *з* — *Cyrtisphaerocentrum mendax* Deflandre, C₁; *и* — *Archocyrtium* (cf. *A. teresae* Deflandre), S; *к* — *Archocyrtium riedeli* Deflandre, C₁; *л* — *Archocyrtium castiligerum* Deflandre, C₁; *м* — *Aciferopylorum* sp., S₂. Фиг. *в*—*л* из работ Ж. Дефляндра [Deflandre, 1963, 1972, 1973] с некоторыми изменениями

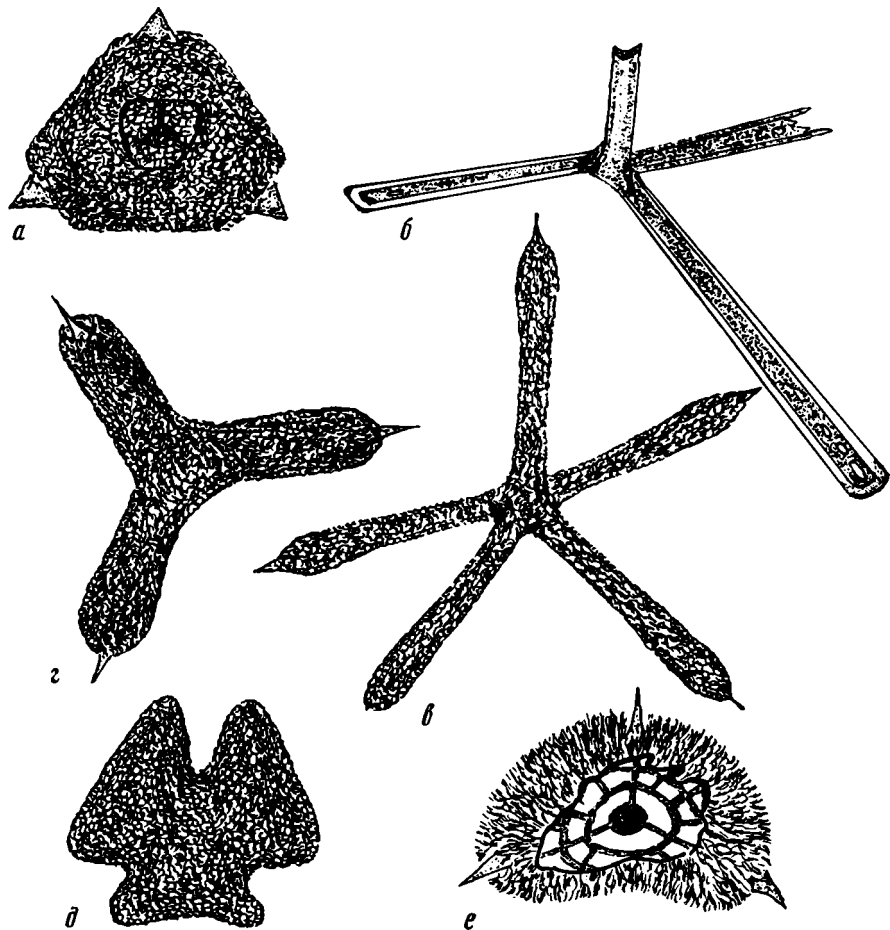


Рис. 21. Схематическое изображение строения скелета позднепалеозойских ставраксонных Spumellaria
 а — внешняя форма субтреугольных *Ruzhencevispongia aktastiensis* Nazarov et Ormiston, P₁;
 б — внешняя форма *Quadriremis gliptocacus* Naz. et Orm. с длинными лопастями разнообразных очертаний; P₁; в — внешняя форма *Quinqueremis arundinea* Naz. et Orm. с губчатыми лопастями; P₁;
 г — *Latentibifistula* sp. с тремя губчатыми лопастями, C₁; д — губчатые *Tormentum protei* Naz., et Orm., C₁; е — внутренняя полость *Rectotormentum* sp., с дифференцированной губчатой тканью, P₁

нистых отложениях и встречаются в карбонатных и терригенных породах кембрия и перми многих регионов. Хочется отметить, что, учитывая бедность планктона палеозойских морских бассейнов, радиоляриям следовало бы уделить большее внимание. Но этого не произошло. Более того, среди исследователей до сих пор преобладает мнение об их астратиграфичности.

Такое отношение к радиоляриям палеозоя во многом объясняется грубыми ошибками, допущенными ранее в определении возраста и расчленении отложений по этим простейшим организмам вследствие несовершенства методов изучения, неразработанности систематики, отсутствия достоверных сведений о распространении отдельных таксонов и смены ассоциаций радиолярий в палеонтологически охарактеризованных отложениях.

Однако эксперименты по выделению радиолярий из плотных пород, начавшиеся в 60-х годах, и последующее их массовое экстрагирование изменили представления об этой группе фауны раннего фанерозоя. Открытие в осадочных

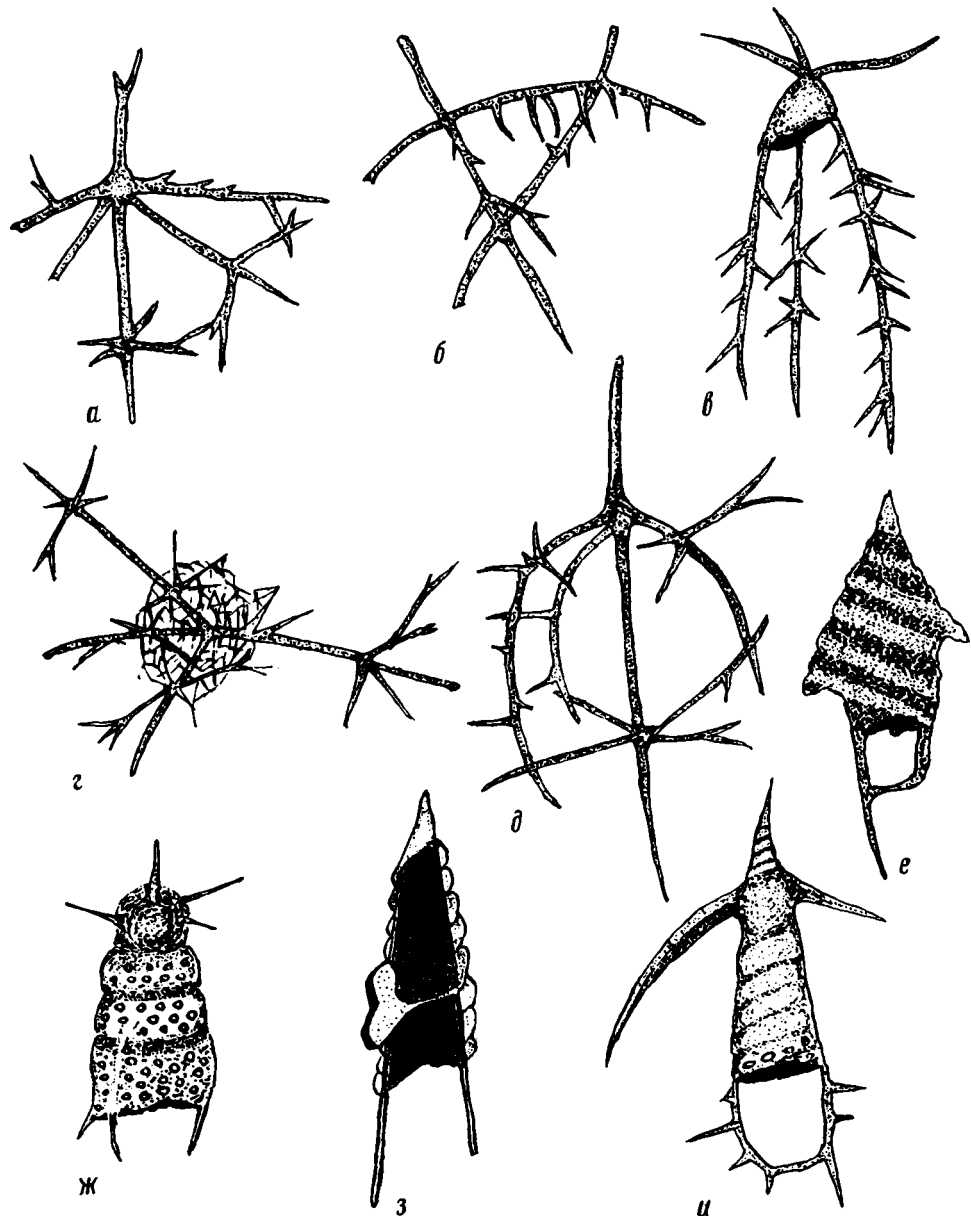


Рис. 22. Строение скелета некоторых билатерально-симметричных полицистин палеозоя

a — *Byssylentactinia bifida* Nazarov, O₂; *б* — *Ceratoikiscum vimenum* Nazarov et Ormiston, D₃; *в* — *Palaeoscentidium cladophorum* Deflandre, D₃; *г* — *Palhindeolithinae* gen. nov., D₃; *д* — *Camptolatus falcatus* Nazarov et Rudenko, P₁; *е* — *Albaillella* cf. *pennata* Holdsworth, C₁; *ж* — *Popofskyellum annulatum* Deflandre, C₁; *з* — *Camptolatus aretinus* Nazarov et Ormiston, C₃; *и* — *Albaillella approprecta* Nazarov et Ormiston, P₁

толщах палеозоя очень своеобразных ассоциаций радиолярий, обладающих чрезвычайно сложным строением скелета, является несомненным достижением микропалеонтологии последнего времени. Не случайно, наиболее древние радиолярии привлекли внимание многих исследователей в Японии, США, Канаде, Англии, Франции и Советском Союзе.

РЭ	Кембрийская				Ордовикская				Силурийская				Девонская				Каменноугольная												
	Є ₁		Є ₂		Є ₃		O ₁	O ₂	O ₃	S ₁	S ₂	D ₁				D ₂	D ₃	C ₁	C ₂	C ₃									
	t	a	b	l	am	m						p	z	e	ef						gv	fm	t	v	s	b	m	k	g

● 1 ● 2 ◐ 3

Рис. 23. Комплексы радиоларий палеозоя и их распространение
Периоды развития: 1 — первый, 2 — второй, 3 — третий

Система	Отдел	Ярус	Комплекс	Алтае-Саянская область	Казахстан	Урал	Средняя Азия	Русская платформа	Северо-Восток СССР	Западная Европа	Северная Америка	Австралия	Япония
Пермская	P ₂	o	"Copicyntra" sp.								◐		◐
		g	Follicucullus ventricosus								◐		◐
			Hegleria mamnifera								◐		
	P ₁	k											
		ar	Polyentactinia lautitia			◐							
			Tetrecircinata reconda			◐							
			Entactinosphaera crassicalthrata —			◐					◐		
			Quinqueremis arundinea										
		s	Rectotortum fornicatum			◐					◐		
			Camptolatus monopterigus			◐					◐		
			Tortum circumfusum —			◐							
			Entactinia pycnoclada			◐							
		a	Haplodiactanthus perforatus —			◐							◐
			Helioentactinia ikka			◐							
			Copicyntra sp.			◐							
			Tortentiidae gen. et sp. indet			◐							
			Latentifistula crux			◐							

Весьма целенаправленно начиная с 1972 г. радиолярии палеозоя изучаются нами в Геологическом институте АН СССР (Назаров, 1972—1987 гг.). В результате решен ряд проблем, связанных с разработкой систематики, развитием радиолярий и обоснованием их значения для стратиграфии. Последняя задача (или ее первоначальный этап) была одной из наиболее трудных. Обычно радиолярии многочисленны в кремнистых и кремнисто-вулканогенно-терригенных толщах, возраст которых устанавливается чаще всего по историко-геологическим данным в весьма широких пределах. В связи с этим сложно установить истинное распространение отдельных таксонов радиолярий во времени. Более обоснованно смену одной ассоциации другой, а также родов и видов можно выяснить при изучении надежно датированных отложений. Но в таких разрезах, содержащих остатки других ископаемых, радиолярии встречаются редко и обычно не видны при изучении пород в полевых условиях. Эти обстоятельства являлись серьезным препятствием, поскольку изучение стратотипических или иных разрезов часто оказывалось безрезультатным. Все же ассоциации радиолярий хорошей сохранности были обнаружены в палеонтологически охарактеризованных отложениях кембрия — перми в различных регионах Советского Союза.

В кембрии радиолярии найдены в кремнисто-карбонатных породах Алтае-Саянской области (нижний кембрий, атдабанский ярус по археоциатам и хиоли-

там); в ордовике — в существенно карбонатных отложениях нижнего ордовика (тремадок по конодонтам и беззамковым брахиоподам), карбонатно-терригенных — среднего ордовика (лландейло по граптолитам и конодонтам), кремнистых и карбонатно-терригенных — верхнего ордовика (ашгилл по брахиоподам, граптолитам и конодонтам) различных районов Центрального и Восточного Казахстана; в силуре — в кремнисто-терригенных образованиях (средний лландовери — лудлов по граптолитам) Сакмарской зоны Южного Урала.

В среднем—позднем палеозое ассоциации радиолярий известны из вулканогенно-кремнистых и фтанитовых толщ среднего—верхнего девона (эйфельский—франский ярусы по конодонтам) Южного Урала; в карбонатно-терригенных отложениях фаменского яруса по гониатитам и конодонтам Припятского прогиба Белоруссии; в карбонатно-терригенном разрезе среднего карбона (московский ярус по аммоноидеям и фораминиферам) левобережья Колымы на Северо-Востоке СССР; в полосе развития терригенно-карбонатных образований верхнего карбона (гжельский ярус) — нижней перми (ассельский, сакмарский, артинский ярусы) на западном склоне Южного Урала, где расчленение флишеидных толщ дано по аммоноидеям, фузулидам и конодонтам.

Радиолярии были обнаружены в разнофациальных отложениях платформенных (Белоруссия, Эстония) и геосинклинальных (Казахстан, Урал, Приколывье) областей — в известняках, доломитах, яшмах, фтанитах, конкрециях различного состава, как в обнажениях, так и в кернах скважин (Белоруссия). В основном радиолярии были выделены из карбонатных пород, поскольку в любом разрезе и в любом регионе они изучались в первую очередь. Такая избирательность была обусловлена тем, что радиолярии, экстрагированные из известняков и доломитов, имеют во много раз лучшую сохранность, чем из кремнистых или терригенных разностей.

Из перечисленных выше местонахождений радиолярии, несмотря на видимое многообразие, представлены доминирующими, сложно устроенными *Spermellaria* и гетерогенной ассоциацией билатерально-симметричных *Polycystina*. Особенности строения скелета, в частности внутреннего каркаса, не позволяют отнести радиолярии палеозоя к уже известным таксонам существующих систем *Radiolaria*, в связи с чем была предложена новая система палеозойских *Polycystina* [Назаров, Ормистон, 1984; Nazarov, Ormiston, 1985b]. На основании симметрии скелета и строения внутренних его образований палеозойские *Spermellaria* разделяются на сферические (и близкие к ним по форме) — семейства *Inaniguttidae*, *Entactiniidae*, *Haplentactiniidae*, *Pylentonemiidae* (рис. 19, 20) и ставраксонные — семейства *Latentifistulidae*, *Tormentidae*, *Ruzhencevispongidae* (рис. 21). Билатерально-симметричные радиолярии относятся к отряду *Albaillellaria*, семействам *Ceratoikiscidae*, *Albaillellidae*, *Lapidopiscidae*, *Popofskyellidae*, *Follicullidae* и *Corythoecidae* (рис. 22). Условно к *Collodaria* отнесены семейства *Palaeoscenidiidae* (см. рис. 22) и *Polyentactiniidae* (см. рис. 19).

Предложенная система *Polycystina* позволила установить состав комплексов радиолярий в перечисленных выше разрезах. Анализ их распространения показывает, что характерные ассоциации в различных регионах закономерно сменяют одна другую. В последовательности от кембрия до перми выделяется 27 комплексов (рис. 23), краткое описание которых приводится ниже.

Комплексы радиолярий палеозоя

1. Радиолярии (?) кембрия или организмы с кремниевым скелетом, очень сходные с ними морфологически, известны из отложений атдабанского яруса (Є₁) Алтае-Саянской области. Ассоциация не отличается таксономическим разнообразием — определено четыре вида, отнесенные условно к родам *Oriundogutta* и *Inanigutta*. Из отложений среднего—верхнего кембрия радиолярии не известны.

В ордовикских отложениях Казахстана установлено три комплекса.

2. Комплекс с *Haplentactinia armillata* — *Proventocitum procerulum* распространен в карбонатных породах верхней части кызылжарской свиты (арениг) Моинты-Жамшинского водораздела. Нижняя граница не установлена, поскольку не известны радиолярии тремадокского века, и условно проводится в основании аренигского яруса. Комплекс включает 14 видов семи родов — *Inanigutta*, *Inanibigutta*, *Inanihella*, *Oriundogutta*, *Haplentactinia*, *Proventocitum*, *Anakrusa*. Кроме многих районов Казахстана (горы Ушкызыл, Ерементау, Тектурмас и др.) этот комплекс известен в вулканогенно-кремнистых образованиях Южного Урала, карбонатных породах формации Вальхальфонна Шпицбергена, кремнистой толще Дипкилл Северной Америки.

3. Комплекс с *Haplentactinia juncta* — *Inanigutta unica* выделен из бестамакских известняков (лландейло) юго-западного Предчингизья. Нижняя граница его распространения может быть проведена в основании лланвирна по появлению ряда характерных видов родов *Inanibigutta*, *Syntagentactinia*, *Auliella* и др. Из отложений среднего ордовика описано 37 видов 12 родов — *Inanibigutta*, *Inanigutta*, *Inanihella*, *Oriundogutta*, *Haplentactinia*, *Syntagentactinia*, *Cessipylorum*, *Byssulentactinia*, *Anakrusa*, *Auliella*, *Polyentactinia*? *Ceratoikiscum*?

Кроме стратотипической местности, комплекс распространен в кремнистых толщах на северо-востоке Казахстана, в горах Тектурмас, Отызбес, в офиолитовых сериях Чарской зоны востока Казахстана, в карбонатных отложениях ордовика, развитых в верховьях р. Печоры на Северном Урале, терригенно-кремнистых образованиях Северного Тянь-Шаня (горы Букантау), в карбонатных породах Ньюфаундленда и запада Техаса США.

4. Комплекс с *Haplentactinia baltica* — *Inanibigutta aculeata* известен из улькунтасских известняков Чу-Илийских гор и кремнистых пород (кувская свита) Предчингизья. Нижняя граница условно проводится в основании верхнего ордовика по появлению новых видов, составляющих комплекс. В целом ассоциация представлена 16 видами десяти родов, но часть из них определена по открытой номенклатуре. Наиболее характерны виды родов *Haplentactinia*, *Inanibigutta*, *Inanihella*. Виды родов *Cessipylorum*, *Syntagentactinia* немногочисленны; следует отметить отсутствие родов *Anakrusidae*, *Polyentactiniidae*, *Palaeoscenidiidae*. В Казахстане этот комплекс распространен в вулканогенно-кремнистых толщах гор Кызыл-Кайны, в Северном Прибалхашье, а также известен из ашгилских отложений Эстонии и США (Невада). В существенно кремнистых образованиях силура, развитых на западном склоне Южного Урала, выделено два комплекса радиолярий.

5. Комплекс с *Haplotaeniatum tegimentum* известен из фтанитов сакмарской свиты (средний лландовери — венлок). Нижняя граница его распространения не определена точно, так как радиолярии неизвестны из надежно датированных разрезов позднего ашгилла — раннего лландовери. Условно она проводится в основании силура по массовому появлению *Haplotaeniatum* spp. В комплексе также многочисленны *Syntagentactinia*. Виды родов *Haplentactinia*, *Inanihella*, *Oriundogutta* представлены единичными экземплярами. Из раннего силура известно 16 видов девяти родов, которые почти повсеместно распространены в кремнистых толщах на юге Урала и в Лемвинской зоне Приполярного Урала. Этот комплекс известен также в терригенно-кремнистых отложениях Северного Кавказа и в граптолитовых сланцах Саксо-Тюрингской области Центральной Европы.

6. Комплекс с *Inanihella tarangulica* — *Secuicollacta cassa* распространен в кровле разреза кремнистых отложений силура (нижний лудлов) Северных Мугоджар. От предыдущего он отличается преобладанием многоиглистых *Inanihella* spp., по появлению которых его нижняя граница проводится в основании лудлова. На этом же рубеже появляются первые виды *Helenofore*?, а также *Palhindeolithus*?, *Xiphocla-diella*?, *Xiphocabrium*?, *Palaeothalomnus*?, *Palaeoscenidium*. Виды родов *Haplentactinia*, *Syntagentactinia*, *Inanibigutta*, *Inanihella* встречаются редко. В целом ассо-

циация позднесилурийских радиолярий представлена более чем 20 видами 13 родов. За пределами стратотипической местности данный комплекс известен из конкреций харотской свиты Северного Урала, глинисто-кремнистых пород и известняков верхнего силура Ошских гор Средней Азии, фтанитов Бретаньоля юга Франции и верхней части формации Кейп-Филлипс севера Канады.

Из верхнесилурийских-нижнедевонских отложений, содержащих остатки других групп фауны, радиолярии неизвестны ни в нашей стране, ни за ее пределами. Анализ распространения радиолярий в разрезах среднего—верхнего девона Южного Урала с привлечением сведений по Припятскому прогибу (фаменский ярус) Белоруссии позволяет выделить три комплекса.

7. Комплекс с *Spongentactinella windyanensis* — *Entactinosphaera nigra* известен из карамылташских и бугулыгырских яшм и известняков шулдакской кремнистой толщи девона на Южном Урале. Нижняя граница его распространения неясна и предположительно может быть проведена в основании эйфельского яруса. В комплексе, представленном в целом 32 видами восьми родов, преобладают *Entactinia*, *Entactinosphaera*, *Spongentactinia*, *Astroentactinia*, *Spongentactinella*, а также встречаются единичные *Palaeoscenidium* sp. За пределами юга Урала комплекс может быть выделен в конденсированных разрезах девона северных предгорий Алайского хребта, в Малопечорском аллохтоне по р. Унья на севере Урала, в формации Варримы Нового Южного Уэльса и нижней части формации Гого бассейна Кэннинг в Австралии.

8. Комплекс с *Entactinosphaera egindyensis* — *Polyentactinia circumretia* выделен из карбонатных конкреций егидинской свиты (франский ярус) Северных Мугоджар на Южном Урале. Нижняя граница его распространения проводится в основании этого яруса по массовому появлению новых видов *Entactinosphaera*, *Astroentactinia*, *Tetrentactinia*, *Spongentactinia*, *Entactinia*. Своеобразие комплексу придают грубо-сетчатые или мелкосетчатые *Polyentactinia* spp. и радиолярии, имеющие орнаментированные иглы — *Palacantholithus*, *Palaeothalomnus*, а также *Ceratoikiscum* spp. Из отложений егидинской свиты описано более 50 видов 15 родов. Этот комплекс известен также в доманиковых фациях Волго-Уральской области, в кремнисто-карбонатных породах европинской свиты на севере Урала, в существенно кремнистых осадках конденсированных разрезов девона северных предгорий Алайского хребта, в офиолитовых формациях Чарской зоны Восточного Казахстана, в терригенно-сланцевой формации Кэнол севера Канады и в карбонатных прослоях среди вулканогенно-кремнистых пород формации Гого Западной Австралии.

9. Комплекс с *Tetrentactinia baryshaera* — *Ceratoikiscum famenium* установлен в задонско-елецких слоях фаменского яруса Белоруссии. Он представлен преимущественно губчатыми *Tetrentactinia*, *Spongentactinia*, *Pluristratoentactinia*, *Somphoentactinia*, *Spongentactinella*, разнообразными тонкосетчатыми *Entactinosphaera*, *Astroentactinia*, *Entactinia*, реже встречаются *Haplentactinia*, *Polyentactinia*. Многочисленны сложно устроенные *Ceratoikiscum* spp. с хорошо развитым патагием и *Palaeothalomnus*, *Palacantholithus*.

Из данного комплекса определено около 70 видов 17 родов. Нижняя граница распространения этой очень характерной ассоциации проводится в основании фаменского яруса по появлению новых видов упомянутых родов. Кроме Белоруссии, комплекс известен из европинской свиты и кремнистых отложений Лемвинской зоны севера Урала, конденсированных разрезов кремнистых толщ Северного Алая, кремнисто-сланцевой дуксундинской свиты Приколымья и кремнистой толщи Форд-Лейк на Аляске. Большинство видов этого комплекса описано из гуронских глин толщи Огайо в США.

На территории СССР из отложений нижнего—среднего (башкирский ярус) карбона, содержащих остатки других фоссилий, радиолярии не известны. Представление о радиоляриях этих эпох можно составить из публикаций Ж. Дефляндра

[Deflandre, 1960, 1972], Б. Холдсворта [Holdsworth, 1969, 1973], А. Ормистона и Х. Лейна [Ormiston, Lane, 1976]. На востоке СССР в отложениях среднего карбона недавно была обнаружена своеобразная ассоциация радиолярий. По литературным данным, результатам изучения радиолярий из сикаморских известняков Оклахомы США (коллекция А. Ормистона, Талса) и карбонатных конкреций из нятвинской свиты левобережья Колымы в общих чертах можно дать характеристику трем разновозрастным комплексам радиолярий раннего—среднего карбона.

10. Комплекс с *Albaillella paradoxa* типичен для позднего визе — раннего турне. Его нижняя граница может быть проведена по появлению *Albaillella* spp. Наряду со сферическими *Entactiniidae* s.l. в комплексе многочисленны *Albaillella*, *Ceratoikiscum*, *Lapidopiscum*, *Popofskyllum*, *Tuscaritellum*, а также *Palaeoscenidium*, *Palhindeolithus*, *Palaeothalomnus*, *Xiphoclaadiella*, *Xiphochistrella* и полицистины с пилломом: *Pylentonema*, *Archocyrtium*, *Cyrtisphaeronemium*, *Pararchocyrtium*, *Cyrtisphaeractenium*. Кроме юга Франции, комплекс известен из кремнистых пород формаций Форд-Лейк на Аляске, Фиш-Крик-Рейндж Невады; его аналоги установлены в кремнисто-сланцевой толще Балталимани Турции, в офиолитовых сериях Чарской зоны Восточного Казахстана. Ряд видов *Archocyrtium*, *Popofskyellum*, *Albaillella*, *Pylentonema*, *Cyrtisphaeractenium* обнаружен в отложениях турне в Таловско-Майнской зоне на северо-востоке Советского Союза.

11. Комплекс с *Albaillella cartalla* распространен в сикаморских известняках Оклахомы США среднего морроу — нижнего честера (=?верхний визе — низы серпуховского яруса). Его нижняя граница и, видимо, верхняя граница распространения *Albaillella paradoxa* могут быть проведены по появлению первых ставраксонных полицистин родов *Latentifistula* и *Tormentum*. В целом для комплекса характерен ряд новых видов родов *Albaillella*, *Ceratoikiscum*, *Neoholoeciscus*, *Polyentactinia*, *Entactinia*, *Entactinosphaera*, *Thecoentactinia*, *Helioentactinia*, *Tetragregnon*, *Provisocyntra*? sp. Верхняя граница его распространения условно проводится в середине серпуховского яруса. Ассоциация с *Albaillella cartalla* встречается в гониатитовых фациях позднего визе Ирландии, а также в нижней части серпуховских отложений Псекемского хребта в Средней Азии.

12. Комплекс с *Polyentactinia nyatvica* известен из отложений московского яруса Приколымья. Однако его нижняя и верхняя границы неясны; условно они проводятся в подошве и кровле московского яруса. Особенностью комплекса является отсутствие билатерально-симметричных полицистин, распространение губчатых *Provisocyntra* и крупных *Polyentactinia*. Реже встречаются *Entactinia*, *Entactinosphaera*, *Astroentactinia*, *Tormentum*. В целом он представлен более чем 20 видами сферических и ставраксонных полицистин, которые пока неизвестны из других регионов.

Очень богатые и разнообразные ассоциации радиолярий свойственны классическим областям развития верхнекаменноугольных и пермских отложений западного склона Южного Урала и западного Техаса США. В непрерывной последовательности в этом интервале палеозоя выделяется 15 комплексов (см. рис. 23, комплексы 13—27).

В касимовском ярусе верхнего карбона радиолярии не известны. В гжельском ярусе (зона *Daixina sokensis*) Южного Урала установлено два следующих комплекса.

13. *Tormentum pervagatum*.

14. *Tormentum protei*.

Детально стратифицирована нижняя пермь Оренбурго-Актюбинского Приуралья. Граница между системами, проводящаяся в основании ассельского яруса, характеризуется синхронным изменением ассоциаций радиолярий, фораминифер и конодонтов. По радиоляриям в ассельском ярусе выделяются следующие комплексы.

15. *Latentifistula crux*.

16. *Tormentidae* gen. et sp. indet.

17. *Copicyntra* sp.

В сакмарском ярусе установлены также три комплекса.

18. *Haplodiacanthus perforatus* — *Helioentactinia ikka*.

19. *Tormentum circumfussum* — *Entactinia pycnoclada*.

20. *Camptoalathus monopterigus*.

В артинском ярусе выделяются следующие комплексы.

21. *Rectotormentum fornicatum*.

22. *Entactinosphaera crassicalthrata* — *Quinqueremis arundinea*.

23. *Tetracircinata reconda*.

24. *Polyentactinia lautitia*.

В надежно датированных отложениях верхней перми на территории СССР радиолярии неизвестны. В Стеклянных горах запада Техаса США в гваделупском ярусе установлены такие два комплекса.

25. *Hegleria mammifera*.

26. *Follicucullus ventricosus*.

В ярусе Очоа выделен следующий комплекс.

27. "*Copicyntra* sp."

В публикациях последних лет [Nazarov, Ormiston, 1985b; Исакова, Назаров, 1986] приведено подробное описание каждого комплекса, и, видимо, нет особой необходимости повторять детали изложенного. Отметим, что комплексы выделяются по появлению новых видов и для каждого из них характерно 20—70 видов. Во всех них наиболее многочисленны ставраксонные спумеллярии — *Latentifistula*, *Quadrimeris*, *Quinqueremis*, *Tormentum*, *Tetratormentum*, *Oktatormentum*, *Latentibifistula*, *Latentidota*, которые преобладают над встречающимися совместно сферическими *Helioentactinia*, *Copicyntra*, *Astroentactinia*, *Helioentactinia*, *Tetracircinata*, etc. и билатерально-симметричными *Corythoecia*, *Arrectoalatus*, *Haplodiacanthus*, *Camptoalatus*, *Popofskyellum*, *Ceratoikiscum*, *Follicucullus*.

Кроме Южного Урала и запада Техаса аналоги комплексов с *Tormentum protei*, *Haplodiacanthus perforatus* — *Helioentactinia ikka* и *Follicucullus ventricosus* можно выделить в разрозненных выходах кремнистых пород в различных районах юго-запада Японии, на Аляске, в Калифорнии, Неваде США и на востоке СССР.

Сравнительно недавно предполагалось, что по радиоляриям возможно определение возраста и расчленение отложений в палеозое до подгруппы и в лучшем случае — до системы. Установленная смена комплексов радиолярий в отложениях палеозоя (см. рис. 23) показывает, что сейчас достаточно уверенно определяется возраст и проводится расчленение разнофациальных образований палеозоя с точностью до отдела в ордовике и силуре; яруса — в среднем девоне—среднем карбоне; еще более детальное расчленение свойственно верхнему карбону и перми. Наблюдающееся сходство радиолярий в разнофациальных отложениях удаленных регионов показывает, что они могут быть использованы для региональной и межрегиональной корреляции.

Эволюция радиолярий в палеозое

Описанная смена комплексов отражает особенности развития радиолярий этого времени. Кроме того, что радиолярии как планктонная группа фауны имеют важное значение для стратиграфии относительно глубоководных отложений, они также представляют собой и интересный объект для изучения основных тенденций эволюции простейших в палеозойскую эру на фоне изменений, происходивших среди других организмов.

Относительно происхождения радиолярий нет единого мнения. В предшествующих работах высказывалось предположение, что появление радиолярий как обособленной группы саркодовых было связано с образованием у бесскелетных простей-

ших минерализованной раковины, состоящей из кремния. В последнее время обсуждается возможность происхождения радиолярий от бентосных форм [Петрушевская, 1971]. Предполагается, что такие организмы, прикрепляясь к субстрату специализированным пучком псевдоподий, могли иметь и покровное образование в виде раковины сферического или эллипсоидного абриса. Полицистины такой формы известны из нижнего кембрия Алтае-Саянской области [Назаров, 1973].

Тем не менее следует отметить, что простейшие с кремниевым скелетом появились в кембрии позднее, чем бентосные организмы с хорошо развитым фосфатным или кальцитизированным скелетом, но одновременно с кремниевыми губками. Вероятно, переход от прикрепленного, неподвижного образа жизни к свободному парению происходил одновременно у нескольких предковых групп радиолярий, но отсутствие сведений об их развитии в среднюю и позднюю эпохи кембрия не позволяет судить о времени их окончательной адаптации к планктонному существованию.

Можно предположить, что эволюция радиолярий в кембрийском периоде была достаточно интенсивной, поскольку известные раннеордовикские ассоциации Казахстана, Шпицбергена, Северной Америки представлены достаточно обособленными группами сферического абриса [Forty, Holdsworth, 1972; Назаров, 1975; Назаров, Попов, 1980]. С переходом радиолярий к обитанию в пелагиали в позднем кембрии — раннем ордовике (?), по существу, начался палеозойский этап развития этих простейших (рис. 24).

Учитывая одновременное появление новых таксонов, значительные морфологические преобразования в отдельных филетических линиях, изменения состава ассоциации в эволюции радиолярий в палеозойскую эру, выделим три периода (=этапа) их развития.

Первый этап (ранний ордовик—ранний девон) характеризуется медленными темпами развития сферических спумеллярий, которые доминируют над полицистинами, имеющими скелет, состоящий из различного числа игл. В ордовике начиная с аренигского века основной фон ассоциаций составляют *Inaniguttidae* — *Inanigutta*, *Inanibigutta*, *Inanihella*, *Oriundogutta* с хорошо развитым массивным внутренним каркасом. Они имеют крупные (до 250—300 мкм) размеры внешней оболочки и преимущественно стержневидные иглы. Также довольно многочисленны, но однообразны *Haplentactiniidae* — *Haplentactinia* и *Syntagactactinia*. Полицистины с пиломом представлены родами *Cessipylorum* и *Proventocitum*, причем последний известен только из раннего ордовика.

В ордовикский период как бы проявляются различные варианты строения скелета радиолярий — попытки образования губчатого слоя, билатеральной симметрии, развития сложного пилома, усложнения формы пор, второстепенных игл и т.д., но они не реализуются полностью в ордовике и силуре. Только через многие миллионы лет эти же особенности морфологии проявляются вновь и становятся доминирующими у позднепалеозойских радиолярий. Если в ордовике широко представлены пористые *Inaniguttidae*, то в силуре, особенно раннем, преобладают грубогубчатые *Syntagactactinia* и очень разнообразные и сложно устроенные *Haplotaeniatum*. В позднем силуре, напротив, распространены многоиглистые *Inanihella* spp., появляются толстосетчатые *Secuicollactinae* и некоторые *Palaeoscenidiidae*, имеющие скелет из различного числа соединенных между собой стержневидных игл.

Широкое распространение по всему земному шару радиолярий в ордовикский период совпадает с появлением и расцветом другой группы планктонной фауны — граптолитов, а также, возможно, нектонных конодонтов. Ранний ордовик является временем несколько ускоренного развития двусторчатых моллюсков и эхинодермат, но другие организмы, обитавшие на шельфе, развиваются крайне медленно и постепенно. Можно отметить увеличение разнообразия мелких беззамковых брахиопод в середине ордовика. Среди других групп плеченогих в позднем

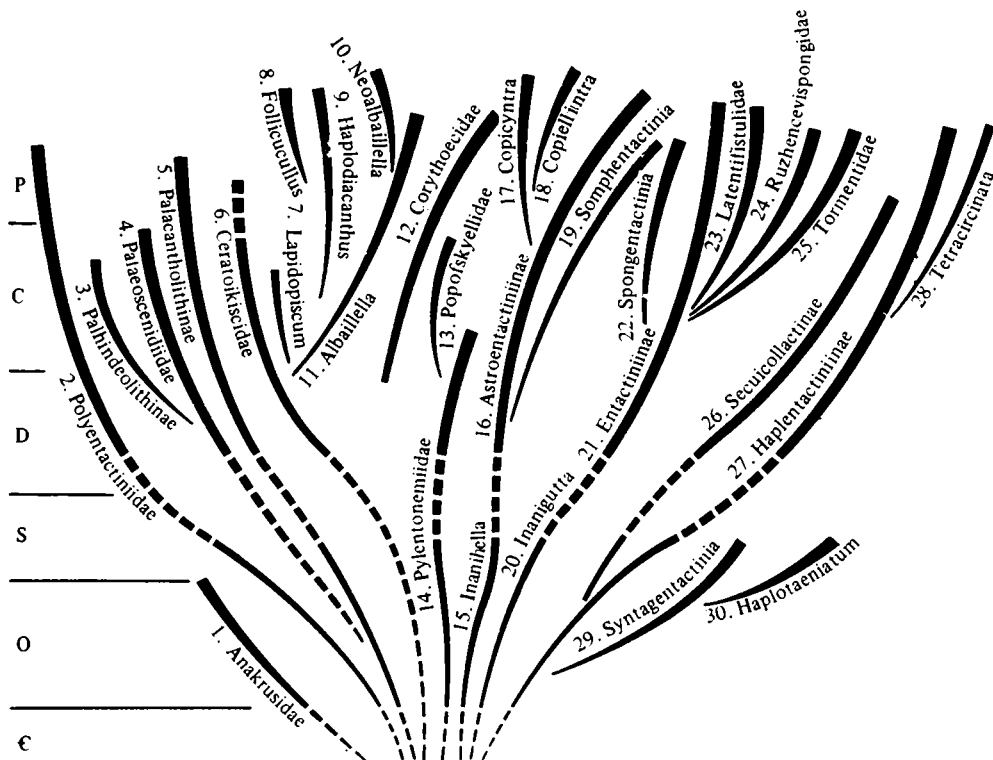


Рис. 24. Схема развития радиоларий в палеозое

ордовике—силуре наблюдается ряд ясно выраженных линий постепенной эволюции среди ортид и пентамерид. У радиоларий в конце венлока—начале лудлова появляются многочисленные, но однообразные *Ceratohiciscidae*? — род *Helelenofore*, а также ряд новых родов *Palaeocentridae* s.l. В это же время отмечается изменение ряда морфологических особенностей и таксономического состава граптолитов.

Второй этап (средний девон—средний карбон) отличается интенсивным развитием сферических спумеллярий и ряда групп билатерально-симметричных полицистин. Наиболее существенные морфологические преобразования, охватившие все части скелета, наблюдаются у сферических *Spumellaria* — от более древних они унаследовали только внешний абрис, пористую стенку раковин и (некоторые группы) стержневидные основные иглы. Из широко распространенных в ордовике—силуре родов *Inanigutta*, *Cessipylorum*, *Haploaeniatum* и других ни один их вид не обнаружен в отложениях среднего—верхнего девона. Исключение составляют только роды *Haplentactinia* и *Secucollacta*, но и они крайне редки в девоне.

С эйфельского века и до конца палеозоя распространены разнообразные *Entactiniidae*, имеющие внутренний каркас в виде четырех-, шести- или многолучевой спикеры, хорошо развитые трехгранные иглы, а у ряда таксонов и губчатый слой. Видимо, в конце позднесилурийской и в раннедевонскую эпохи эволюция сферических спумеллярий характеризовалась двумя противоположными тенденциями. С одной стороны, происходило облегчение скелета вследствие редукции массивных частей внутреннего каркаса, тангентальных образований, стержневидных тяжелых игл и т.д., а с другой — раковина усложнялась: происходило заложение внутренних сфер, граненые иглы начинали скручиваться, но наиболее примечательным является образование губчатого слоя сверху пористой раковины.

Начало этого процесса и его завершение установить невозможно из-за отсутствия сведений о радиоляриях позднего силура—раннего девона. Не исключено, что основные изменения, возможно, и очень значительные, произошли на границе нижнего и среднего девона. На этом рубеже исчезают граптолиты, появляются новые группы аммоноидей, конодонтов, происходят изменения и в составе бентосных организмов.

Эволюция сферических спумеллярий *Entactiniidae* s.l. со среднего девона была весьма интенсивной. В эйфельском-живетском веках преобладают пористые *Entactinia*, *Entactinosphaera*, *Astroentactinia* губчатые энтактиниды встречаются редко. Однако уже с франского века губчатые *Spongentactinia*, *Spongentactinella*, *Tetrentactinia*, *Somphoentactinia*, *Pluristratoentactinia* уже доминируют и в конце века и в начале фаменского у них появляется дифференциация губчатого слоя, завершившаяся к середине фаменского века образованием нескольких сближенных концентрических оболочек между пористой внутренней сферой и наружным тонким губчатым слоем. Аналогичный процесс дифференциации губчатого слоя у многоиглистых *Astroentactiniinae* начался только в конце фаменского века и протекал более медленно.

Развитие других спумеллярий — *Haplentactiniidae*, *Pylentonemiidae*, а также *Polyentactiniidae* [Collodaria] было замедленным, причем радиолярии этих групп не отличаются особым морфологическим разнообразием.

В позднем девоне распространен ряд сложно устроенных видов цератоиксид, которые известны из многих регионов земного шара. Типичные *Albaillellidae* с неперфорированной конусовидной раковиной появились в раннем турне одновременно с *Popofskyellidae*. В это же время большого разнообразия достигают *Palaeoscenidiidae* s.l. В позднем турне в ряде мест отмечено появление ставраксонных полицистин.

Резкие морфологические изменения среди всех радиолярий, вероятно, произошли на рубеже раннего—среднего девона, но организмы, обитающие на шельфе, не претерпели заметных изменений и их эволюция протекала медленно и равномерно.

На границе франского и фаменского веков происходит значительное сокращение шельфовых биот (знаменитое фаменское вымирание), но оно не отразилось на планктонных и нектонных сообществах. Напротив, среди радиолярий происходит усложнение скелета сферических *Entactiniidae* s.l., игольчатых *Ceratoikiscidae*, *Palaeoscenidiidae* s.l. с одновременным увеличением их таксономического разнообразия.

Третий этап (поздний карбон—поздняя пермь) является временем расцвета и экспансии ставраксонных спумеллярий и дальнейшего развития энтактинид и альбаиллеллярий, приобретающих все более и более сложную морфологию. Довольно резкий контраст между девонско-среднекаменноугольными и поздне-палеозойскими ассоциациями отчасти объясняется ограниченностью сведений о радиоляриях середины карбона. Однако, если учесть изменение состава комплексов аммоноидей [Руженцев, 1960], фораминифер [Левен, Щербович, 1978], а также смену флор, можно предположить, что проявившееся в это время изменение органического мира планеты охватило и планктонные сообщества.

Радиолярии позднейшего палеозоя поражают разнообразием внешнего абриса. Хотя сферические полицистины все еще многочисленны и сложно устроены, все же не они определяют основной фон ассоциаций радиолярий верхнего карбона — перми. В это время доминируют ставраксонные полицистины, имеющие крестообразные или трех-, пяти (реже более)-лопастные скелеты, а также дискоидальные, линзовидные, пирамидальные, уплощенно-треугольные и другие очертания. Причем все они обладают идентичным внутренним каркасом в виде полый сферы с различным числом полых отходящих от нее игл (см. рис. 21), т.е. наблюдается определенное сходство со строением внутреннего каркаса раннепалеозойских *Inaniguttidae*.

Происхождение ставраксонных полицистин пока остается загадкой. Предполагается, что они могли быть связаны с позднедевонскими *Tetrentactinia* [*T. bagusphaera*), имеющими крупную губчатую раковину с тремя-четырьмя губчатыми иглами [Nazarov, Ormiston 1985b]. Вполне допустимо, что у подобных форм мог быть развит внутренний каркас в виде полый сферы. Сочетание архаичного строения с таким интенсивно функционирующим образованием, как губчатый слой, и преобразование игл в лопасти или их редукция могли привести к появлению разнообразных ставраксонных полицистин.

Первые ставраксонные спумеллярии — *Latentifistula*, *Tormentum*, появившиеся в позднем турне [Ormiston, Lane, 1976; Woon, Mon-Zoo, 1983], в дальнейшем развивались весьма интенсивно. За довольно короткое геологическое время (ранний карбон — ранняя пермь) появилось более 100 видов, относящихся к двенадцати родам трех семейств. В их развитии наблюдается асинхронный параллелизм со сферическими *Entactiniidae*. Аналогичным образом происходит дифференциация губчатого слоя *Tormentidae* с образованием нескольких внутренних оболочек, заложение внутреннего треугольника у *Ruzhencevispongidae*, формирование внутренних лопастей у *Latentifistulidae*, причем у всех этих групп отмечается значительное увеличение размеров (до 2,5 мм у *Quinqueremis*, *Polyfistula*).

Сферические *Entactiniidae* в позднем палеозое представлены почти всеми родами, известными из позднего девона—среднего карбона, но наиболее типичны для этого времени губчатые мультисферические *Copicyntra* и впервые появившиеся в ассельском веке ранней перми эллипсоидальные *Copiellintra* с 10—15 внутренними оболочками.

Эволюция билатерально-симметричных радиолярий в позднем палеозое была достаточно интенсивной, но не равномерно восходящей. В развитии *Albaillellidae* прослеживается тенденция к сегментации и перфорации раковин, преобразованию латеральных крыльев в стреловидные, а затем и в трехгранные иглы. В позднем карбоне элиминируют *Ceratoikiscidae*, *Popofskyellidae*, некоторые *Corythoecidae* — роды *Corythoecia* и *Arrectoalatus*. В это же время появляются очень специфичные *Haplodiacanthus*, имеющие свернутую, согнутую раковину. Позднее развитие *Albaillellidae*, вероятно, дивергировало. Редукция латеральных крыльев (=игл) и ресегментация, видимо, привели к образованию рода *Follicucullus*. В другом направлении, напротив, развивались внешние колумеллы и происходила перфорация почти всей раковины. Это дало начало линии *Neoalbaillella* в поздней перми. Радиолярии со скелетом из игл в позднем палеозое представлены одним родом *Campanuillithus*.

Апогея своего развития радиолярии достигают в конце сакмарского—начале артинского веков, что совпадает со временем начала развития и широкого распространения аммоноидей перми и регрессом крупных фузулинид.

Последнее изменение радиолярий палеозоя приходится на позднюю пермь и синхронно массовому вымиранию, начавшемуся среди многих групп органического мира. Вопрос о преемственности радиолярий палеозоя и мезозоя (триаса) остается неясным, но имеющиеся факты косвенным образом свидетельствуют об исчезновении многих крупных таксонов сферических и ставраксонных спумеллярий и особенно билатерально-симметричных полицистин.

Сравнение эволюционных событий, которые происходили среди радиолярий в палеозое, с изменениями других групп планктонной, нектонной и бентосной фауны в общих чертах можно отразить в виде следующей схематичной таблицы (табл. 8). Ее анализ показывает, что имеются случаи совпадения и общих тенденций развития, особенно среди планктонных сообществ, но имеется и ряд примеров, прямо противоположных. Последние касаются несовпадения существенных этапов развития планктона и шельфовых биот, причем некоторые из этих несоответствий могут иметь важное значение для интерпретации эволюционной истории биосферы прошлого.

Т а б л и ц а 8. Сравнение эволюционных событий среди радиолярий и других групп фауны в палеозое

Система	Отдел	Радиолярии		Планктонные и нектонные ассоциации	Бентосные сообщества
Пермская	Верхний	Массовое вымирание		Регрессия аммонойд, конодонты неизменяемы	Массовое вымирание
	Нижний	Появление Follicucullidae Интенсивная эволюция		Медленная эволюция конодонтов, появление новых видов	Распространение двусторчатых моллюсков
Каменноугольная	Верхний	Появление Ruzhencevispngidae		Появление новых видов аммонойд	Изменения фузулинид
	Средний	Ускоренная эволюция Albaillella			Появление фузулинид
	Нижний	Появление Latentifistulidae		Появление Homoceras	
		Появление Albaillellaria			
Девонская	Верхний	Ускоренная эволюция		Конодонты неизменяемы	Массовое вымирание
	Средний	Кардинальные изменения всех морфологических структур		Вымирание граптолитов, появление новых таксонов аммонойд	Распространение брахиопод
	Нижний				Появление и распространение терибратулид
Силурийская		Появление Ceratoikiscidae	Замедленная эволюция	Изменения граптолитов	
Ордовикская				Интенсивное развитие граптолитов и конодонтов	Ускоренная эволюция брахиопод, моллюсков и эхинодермат
Кембрийская		Появление Radiolaria		Появление граптолитов и истинных конодонтов	Появление раковинной фауны

П р и м е ч а н и е. Прямоугольником отмечены наиболее важные события в той или иной группе фауны.

Например, эволюция радиолярий в раннем палеозое (ордовик—силур) протекала достаточно медленно. Однако эти периоды были временем интенсивного развития граптолитов, конодонтов, а также некоторых групп организмов (остракоды, брахиоподы), обитавших на шельфе. Кардинальные морфологические изменения радиолярий, смена многих адаптационных структур, увеличение разнообразия форм синхронно времени вымирания граптолитов и появления типичных аммоноидей наблюдаются на рубеже нижнего—среднего девона. Такой контраст по сравнению с неизмеряемостью шельфовых биот отчетливо указывает на ускоренную эволюцию пелагических сообществ.

Напротив, в конце франского или на рубеже франского и фаменского веков происходит массовое вымирание организмов, обитавших на шельфе. Но это совершенно не отразилось на планктонных и нектонных ассоциациях (радиолярии, конодонты, отчасти аммоноидеи). Более того, среди радиолярий отмечается увеличение разнообразия.

Появление конусовидных, билатерально-симметричных альбаиллеллид в раннем карбоне не совпадает со значительными изменениями, произошедшими в это время с организмами (брахиоподы, мелкие фораминиферы и др.), существовавшими на шельфе. Но дальнейшая эволюция альбаиллеллярий во многом совпадает и синхронна развитию крупных бентосных фораминифер.

Вымирание в поздней перми отражает общие тенденции в эволюции органического мира конца палеозойской эры среди всех групп фауны. При этом нельзя не отметить, что конодонты регрессировали значительно раньше, уже с гзельского века позднего карбона.

Несовпадение в палеозое этапов развития планктонных, нектонных и бентосных организмов пока не имеет общепринятого удовлетворительного объяснения. Если существенные изменения касаются каких-либо двух или нескольких групп фауны, то они могли быть следствием различных тектонических причин, вызвавших глобальные изменения рельефа многих бассейнов, сокращения или закрытия относительно мелководных морских акваторий. В других случаях, например феномен вымирания шельфовых биот в конце франского—начале фаменского веков, возможно влияние космических факторов. Как первое, так и второе объяснения не являются достаточно аргументированными и требуют выяснения истинных причин, вызвавших неадекватность развития различных групп морских организмов в палеозойскую эру.

Изложенное является краткой аннотацией основных достижений в изучении радиолярий палеозоя за последнее время. В результате проведенных исследований были получены объективные сведения об этой группе простейших, существовавших в ордовике — перми. Естественно, не все вопросы, связанные с изучением наиболее древних радиолярий, освещены с исчерпывающей полнотой.

Одной из первостепенных задач остается изучение опорных разрезов кремнистых толщ складчатых областей с обязательным выделением радиолярий из пород химическим препарированием. При этом может быть достигнута значительная детальность расчленения кремнистых и генетически связанных с ними отложений, выяснены особенности ассоциаций радиолярий и их развития в том или ином регионе. На основании полученных сведений в сочетании с данными формационного, фациального и палеотектонического анализа могут быть более определенно освещены вопросы условий образования осадочного чехла древних морских бассейнов.

Выявленные морфологические особенности радиолярий, преобладание тех или иных таксонов высокого систематического ранга в составе этих ассоциаций позволят воссоздать условия палеосреды (температуру, соленость, относительную глубину и т.д.) бассейнов кремненакопления и их трансформацию во времени.

Касаясь изучения только радиолярий, прежде всего необходимо продолжить выявление их местонахождений в палеонтологически охарактеризованных отложениях кембрия, верхнего силура, нижнего девона, среднего карбона, верхней перми, особо обратив внимание на изучение разрезов пограничных отложений силура и девона, поскольку радиолярии этого времени не известны ни в одном регионе земного шара.

Не менее важным и необходимым является монографическое описание радиолярий палеозоя, так как только незначительная часть уже известных коллекций во всех странах описана полностью в соответствии с рекомендациями Международного кодекса зоологической номенклатуры. Следует продолжить работы по систематике ископаемых радиолярий, выяснению их возможной филогении и выявлению единых критериев для создания общей системы этого класса простейших, которая будет удовлетворять как палеонтологов, так и протозоологов.

Решение перечисленных проблем, а также других аспектов, связанных с изучением радиолярий кембрия — перми — одной из немногих групп планктона палеозойских морских акваторий, — позволит в дальнейшем более широко применять их в практических целях.



ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ФИТОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Рассматриваемые районы (азиатская часть СССР без Средней Азии и Центрального Казахстана, Монголия) принадлежали в верхнем палеозое к Ангарскому (северному внетропическому) палеофлористическому царству.

Решение главных вопросов фитостратиграфии Ангарида затрудняет интенсивная и возрастающая с течением времени флористическая дифференциация. В верхнем палеозое основными фитохориями в пределах Ангарида являются периферическая Субангарская и центральная собственно Ангарская (Сибирская) палеофлористические области. Последняя, в свою очередь, делится на ряд фитохорий более низкого ранга. Фитостратиграфии верхнего палеозоя Сибирской области (без принадлежащей ей же Печорской провинции) и посвящен настоящий раздел монографии.

Принципы выделения фитостратиграфических подразделений верхнего палеозоя Ангарида

Наиболее представительной и наиболее полно изученной верхнепалеозойской флорой Ангарида является флора Кузбасса, известная палеоботаникам с середины прошлого столетия. История изучения этой флоры (по крайней мере на первых ее этапах) является, по существу, историей изучения верхнепалеозойской флоры Ангарида, историей формирования представлений о ее своеобразии и отличиях от одновозрастных, в первую очередь европейских флор [Нейбург, 1948].

Основы современной фитостратиграфической схемы расчленения верхнепалеозойских отложений Кузбасса были заложены в 30-х — начале 50-х годов исследованиями М.Д. Залесского, В.А. Хахлова, М.Ф. Нейбург, Г.П. Радченко. В 1954 г. на Втором совещании по стратиграфии угленосных отложений Кузбасса была принята близкая к современной схема расчленения верхнего палеозоя Кузнецкого бассейна.

В исследованиях последующего периода (с 60-х годов и до нашего времени) реализовались, хотя и не всегда в явной форме, два подхода к выделению межрегиональных фитостратиграфических единиц. Первый подход заключался в попытках распространения стратиграфической схемы Кузбасса на другие районы и превращения тем самым региональных фитостратиграфических подразделений в межрегиональные, второй — в выделении зональных или близких к зональным единиц.

Первый подход в наиболее чистом виде выступает в региональных исследованиях [Шведов, 1961] и межрегиональных обобщениях [Сухов, Горелова, 1967]. В качестве эталонов рассматриваются четыре подсерии (нижнебалахонская, верхнебалахонская, ильинская и ерунаковская), на которые подразделяются верхнепалеозойские отложения Кузбасса. С флористическими комплексами этих четырех подсерий и сравниваются комплексы стратиграфических подразделений других районов. Причина, по которой более мелкие стратиграфические подразделения кузнецкого разреза — региональные горизонты (свиты) — не прослеживаются в других районах, видится в недостаточной изученности их флоры и стратиграфии.

Более поздние исследования показали, однако, что региональные горизонты Кузбасса отличаются разной корреляционной значимостью. Чтобы служить эталоном для межрегиональных корреляций, стратиграфическая схема Кузбасса должна быть несколько преобразована и приведена в соответствие с зональными подразделениями по кордаитам. Один из возможных вариантов такого преобразования и рассматривается в данном разделе (табл. 9, 10, см. вкл.).

В основу зональных или близких к зональным межрегиональных фито-стратиграфических единиц положены главным образом изменения в морфологии и микро-структуре кордаитов — почти повсеместных доминантов верхнепалеозойских флористических комплексов. Система этих подразделений была установлена благодаря исследованиям С.В. Мейена [1966], Л.В. Глухой [1969, 1971] совместно с Л.В. Меньшиковой [1980], М.В. Дуранте [1976, 1978] и др. Среди кордаитов, ранее относимых к гондванскому роду *Noeggerathiopsis* Feistmantel, С.В. Мейен выделил два рода: евразийский *Cordaites* и сугубо ангарский *Rufloia*, отличающийся от первого присутствием специфических структур — дорзальных желобков. Основываясь на изменениях в морфологии, микроструктуре, а также на количественных соотношениях представителей обоих родов, С.В. Мейен [1966] выделил пять стадий развития листвы ангарских кордаитов, наметил несколько иную, чем принимавшаяся ранее, корреляцию разрезов Кузбасса и Тунгусского бассейна.

Исследования С.В. Мейена в систематической части продолжила Л.В. Глухова [1976, 1978]. Совместно с Л.В. Меньшиковой она [Глухова, 1969; Глухова, Меньшикова, 1980] детализировала разработанную С.В. Мейеном схему расчленения разреза Кузбасса по кордаитам. М.В. Дуранте установила выдержанность последовательности кузнецких кордаитовых комплексов в герцинских складчатых сооружениях Верхоянья [Дуранте, 1974; Дуранте, Израилев, 1977; Дуранте, Битерман, 1978] и Монголии [Дуранте, 1976], а В.Г. Зимина [1977] — в отложениях ранней—начала поздней перми Южного Приморья.

Круг упомянутых выше исследований привел к следующим обобщениям.

1. При переходе из одной фитоценозы Ангарида в другую кордаиты ведут себя как наиболее устойчивая составляющая флористических комплексов.

2. В верхнепалеозойских разрезах азиатской части Ангарида распознаются четыре основных кордаитовых комплекса: теодориевый, сингулярисо-державиньевый, грациленито-бrevi-фоллиевый, сульцильных кордаитов [Дуранте, 1976], которые можно рассматривать как отражение четырех крупнейших стадий развития листвы кордаитов Ангарида. Эти комплексы (и ряд более мелких) могут быть положены в основу кордаитовых зон. Последние можно рассматривать не как био- или филозоны, а как комплексные зоны с нечеткими расплывчатыми границами. Они представляют собой интервалы преимущественного распространения зонального вида в ассоциации с характерным набором других видов.

3. Кроме чисто зональных, существует ряд комплексов также широкого площадного распространения, но образующихся как результат комбинации зональных. Это либо зоны смешения, формирующиеся за счет частичного перекрывания одного зонального комплекса другим, либо своеобразные "остаточные

зоны", представляющие собой результат "вычитания" более мелкой зоны из более крупной [Дуранте, 1978].

4. В целом выделяется около десяти флористических (главным образом кордаитовых) комплексов, которые могут быть положены в основу межрегиональных зональных подразделений флороносного верхнего палеозоя Северной и Центральной Азии [Дуранте, 1978; Мейен, 1980, 1984].

Система кордаитовых зон не может рассматриваться как единственная система межрегиональных корреляционных единиц. Делается попытка выделить зоны по листе не только кордаитов, но также папоротников и птеридоспермов, а также зоны по членистостебельным и семенам. Применительно к последним использована несколько измененная в верхней части зональная схема С.В. Сухова и В.И. Данилова [1978] для Саяно-Алтайской области. В основу большинства других зон могут быть положены интервалы вертикального распространения в разрезе Кузбасса видов растений [Горелова и др., 1973], широко распространенных на площади. Другие зоны могут быть выделены по интервалам распространения редких, стратиграфически важных растений, появление которых подчеркивает принципиальные, но трудно коррелируемые уровни.

Основными фитостратиграфическими единицами, используемыми для широких корреляций и рассматриваемыми в настоящем разделе, являются межрегиональные фитогоризонты. Они соответствуют, как правило, одной из кордаитовых зон. Используется появление и других растений, в частности каллиитерид.

Региональные горизонты Кузбасса, не вошедшие в ранг межрегиональных, но распознаваемые по менее встречающимся видам в удаленных от Кузбасса разрезах, выделяются как межрегиональные корреляционные единицы низкого ранга — подгоризонты. Выделяются и более крупные подразделения — надгоризонты, отвечающие основным геофлорам, на которые распадается позднепалеозойская флора Кузбасса, или крупным кордаитовым комплексам.

Характеристика позднепалеозойской флоры Ангарида.

Обоснование надгоризонтов

Позднепалеозойская кордаитовая флора Ангарида (кордаитовая формация, по М.Ф. Нейбург [1984]) относится к категории крупнейших (полихронных, по терминологии А.Н. Криштофовича) флор земного шара. Она отличается длительностью существования (с середины карбона до конца перми) и широким площадным распространением в пределах всего Ангарского палеофлористического царства.

Каёзовско-нижнебалахонский надгоризонт (средний—верхний карбон). Смена более древней (лепидофитовой) флоры кордаитовой ознаменована вымиранием большинства родов нижнекаменноугольных ангарских лепидофитов и появлением бедной каёзовской флоры. В стратотипическом разрезе Кузбасса смена флор приурочена к середине острогской подсерии (граница евсеевской и каёзовской свит). Этот флористический рубеж впервые был проинтерпретирован С.В. Мейеном [1968] как климатогенный, обусловленный резким похолоданием. Исследования автора в других районах Ангарида подтвердили эту точку зрения.

Каёзовская флора по составу более тесно связана с предшествующей лепидофитовой, чем с последующей кордаитовой флорой. Ее основу составляют птеридоспермы родов *Abacanidium* и *Angaropteridium*, появляющиеся еще в лепидофитовой флоре; нередко своеобразные лепидофиты (*Caenodendron* и др.), членистостебельные.

Сменяющая каёзовскую богатая и разнообразная нижнебалахонская флора, напротив, составлена преимущественно кордаитами (преобладают руфлории с широкими дорзальными желобками) и птеридоспермами (роды *Angaropteridium*, *Neuropteris*, *Paragondwanidium*, *Angaridium* и др.). Объединение обоих упомянутых флор в составе единого надгоризонта обусловлено постепенностью перехода между ними.

Нижняя граница этого надгоризонта первоначально сопоставлялась С. В. Мейеном [1968] с "флористическим скачком" или "флористическим обеднением" на границе намюра *A* и *B* Западной Европы. Поскольку с тем же уровнем сопоставляется и подошва башкирского яруса, казалось, можно говорить о синхронности изменений морской фауны и флоры вблизи границы нижнего и среднего карбона. В настоящее время, однако, вопрос о совпадении подошвы башкирского яруса с подошвой казовско-нижнебалахонского надгоризонта остается открытым. Обе эти границы испытывают тенденцию к удревнению. Существует мнение о более правильном сопоставлении нижней границы башкирского яруса с подошвой зоны *Homosegas* (верхи намюра *A*), нежели зоны *Reticuloceras* (кровля намюра *A*). Что касается "флористического скачка", то он, по данным В. Гавлены [Havlena, 1982], растянут во времени. Наиболее заметное флористическое изменение при этом происходит вблизи кровли зоны *Eumorphoceras* (зона *E₂CH*), т.е. близко к предполагаемому положению подошвы башкирского яруса.

Палеонтологические данные — присутствие визейских или визейско-серпуховских аммонитов непосредственно ниже подошвы казовско-нижнебалахонского надгоризонта, а также башкирских брахиопод, среднекаменноугольных фораминифер, вестфальских двустворок в нижней части надгоризонта также свидетельствуют о достаточно надежном совпадении подошвы казовско-нижнебалахонского надгоризонта с границей нижнего и среднего карбона.

Верхнебалахонский надгоризонт (нижняя пермь — низы верхней перми). Верхнебалахонская флора составлена почти полностью кордаитами с небольшой примесью папоротников, членистостебельных и растений с листвой типа *Zamiopteris*. Она представляет собой ядро кордаитовой формации в эпоху ее расцвета. В это время кордаиты не только являются абсолютными доминантами, но и, судя по листьям, достигают максимальных размеров. На смену некрупным, преимущественно ланцетным листьям нижнебалахонских кордаитов с узкими, часто оттянутыми основаниями приходят гигантские линейные листья до 1 м в длину с широкими окаймленными основаниями. Меняется и микроструктура листьев. Увеличивается относительная роль и разнообразие *Cordaites*. Среди руфлорий формы с широкими малоспециализированными дорзальными желобками, близкие к *Rufloria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, уступают место руфлориям с узкими дорзальными желобками, наиболее типичной из которых является *Rufloria derzhavini* (Neub.) S. Meyen.

Подобное изменение ливы сопровождается сменой комплексов семян [Сухов, Данилов, 1978] и фруктификаций кордаитов (появление *Vojnovskya* в сочетании с чешуевидными листьями *Nephropsis*). Вымирают многие виды птеридоспермов, другие некоторые время сосуществуют с верхнебалахонскими кордаитами; уменьшается разнообразие членистостебельных и папоротников. Среди первых мелколистны аннулярии замещаются крупнолистными аннуляриями и аннулинами, появляются ребристые необлиственные побеги (*Phyllothesca deliquescens*). Для некоторых из них доказана ассоциация с облиственными боковыми ветвями типа *Phyllopterys heeri* [Meyen, 1971]. Разнообразные мелкоперышковые папоротники сменяются относительно крупноперышковыми *Prynadaeopteris tunguskana* (Schm.) Zal.

За границу ниже- и верхнебалахонской флор (границу надгоризонтов) принимается контакт ниже- и верхнебалахонской подсерий (угольный пласт Румянцевский в Кемеровском районе Кузбасса). Здесь намечается крупный флористический рубеж [Горелова и др., 1973]. Несколько ниже этой границы происходит массовое исчезновение нижнебалахонских видов членистостебельных, папоротников и птеридоспермов, а выше — появление ряда верхнебалахонских видов тех же групп. Правда, некоторые верхнебалахонские виды кордаитов [Горелова и др., 1973; Глухова, 1969] появляются еще в верхах алыкаевской свиты. Следует отметить, что на востоке Сибирской платформы руфлории, микрострук-

турно близкие к *Rufloria deržavinii* (Neub.) S. Meyen, опускаются вплоть до вероятных аналогов мазуровской свиты. Следовательно, критерии проведения границы ниже- и верхнебалахонской флор по кордаитам должны быть уточнены. Палинологические данные подтверждают резкое изменение флористического состава на границе ниже- и верхнебалахонской подсерий.

Подошва верхнебалахонской подсерии (надгоризонта) традиционно принимается за границу карбона и перми. Однако ее не удалось пока надежно скоррелировать ни с границей систем в стратотипической местности, ни с ее примерным аналогом в Бореальной области. Кровля подсерии [Дуранте, Израилев, 1977], по-видимому, заходит в низы верхней перми.

Кольчугинский надгоризонт (верхняя пермь). В кольчугинской флоре возрастает количество и разнообразие папоротников и птеридоспермов, падает роль листьев кордаитов, уменьшаются их размеры.

В кольчугинское время дифференциация флор выражена столь заметно, что границу между флорами верхнебалахонского и кольчугинского типа не удастся провести на одном уровне в периферической (Транссибирской) и центральной (Тунгусо-Верхоянской) подобластях Сибирской области. Флоры кольчугинского типа Транссибирской подобласти богаты папоротниками и птеридоспермами. Среди последних ведущую роль играют каллиптериды. Уровень появления каллиптерид, совпадающий в разрезе Кузбасса с границей балахонской и кольчугинской серий и хорошо прослеживаемый по всей Транссибирской подобласти, принят в качестве границы верхнебалахонской и кольчугинской флор и одноименных надгоризонтов.

В существенно кордаитовых флорах Тунгусо-Верхоянской подобласти каллиптериды полностью отсутствуют. Верхняя граница флор верхнебалахонского типа проводится здесь по смене комплексов кордаитов — сингулярисо-державиньевого грациленто-бревифолиевым. В разрезе Кузбасса эта смена происходит выше уровня появления каллиптерид и совпадает с границей старокузнецкой и митинской свит кузнецкой подсерии [Меньшикова, 1977; Глухова, Меньшикова, 1980]. Поскольку кордаиты старокузнецкого горизонта принадлежат еще сингулярисо-державиньевому комплексу, этот горизонт в громадном большинстве случаев не может быть отделен от аналогов верхнебалахонской подсерии. Соответственно вместо верхнебалахонского в центральных частях Сибирской области должен быть выделен верхнебалахонско-старокузнецкий надгоризонт.

Кроме сингулярисо-державиньевого в пермской флоре Сибирской палеофлористической области выделяется два более молодых кордаитовых комплекса (грациленто-бревифолиевый и сульцивных кордаитов). В Тунгусо-Верхоянской подобласти с ее преимущественно кордаитовыми флорами существование трех кордаитовых комплексов определяет трехчленное, а не двучленное, как в Транссибирской подобласти, деление флороносного пермского разреза. Выше верхнебалахонско-старокузнецкого надгоризонта здесь рационально выделить два надгоризонта: митинско-ильинский, отвечающий интервалу распространения в разрезе Кузбасса грациленто-бревифолиевого комплекса, и ерунаковский, охарактеризованный комплексом сульцивных кордаитов.

Рациональность выделения в Тунгусо-Верхоянской подобласти двух упомянутых надгоризонтов вместо одного определяется также и тем, что оба они достаточно хорошо распознаются в пределах Верхоянского округа, где из-за почти полного отсутствия руфлорий более мелкие подразделения в ранге горизонтов практически неразличимы.

Подошва кольчугинской серии Кузбасса и ее аналогов традиционно считается подошвой верхнего отдела перми в флороносных толщах Северной Евразии. Однако есть данные [Дуранте, Израилев, 1977; Ганелин, Котляр, 1984], что она располагается несколько выше границы отделов.

Смена кольчугинской флоры более молодой хвойно-папоротниковой относится к числу палеофлористических рубежей первого порядка, поскольку одновременно

она является и верхним пределом существования кордаитовой формации. Этот рубеж принимается за границу перми и триаса и соответственно палеозоя и мезозоя в флороносных толщах Северной и Центральной Азии. Хотя данная точка зрения разделяется в настоящее время не всеми, она, на наш взгляд, хорошо подтверждается как новейшими палеоботаническими данными [Могучева, 1982, 1984; Dobruskina, 1984], так и известными соотношениями флороносных горизонтов с морской фауной [Дуранте, Битерман, 1978].

Межрегиональные фитостратиграфические горизонты и их обоснование

Как отмечалось выше, в основу межрегиональных горизонтов положены, во-первых, наиболее хорошо и повсеместно распознаваемые кордаитовые комплексы. Это, прежде всего, центральные части теодориевого, сингулярисо-державиньевого, грациленто-бrevифолиевого комплексов и комплекса сульцивных кордаитов, не содержащие примеси более древних и молодых элементов, а также зоны смешения этих комплексов. Во-вторых, при выделении межрегиональных горизонтов учитываются такие бескордаитовые комплексы, как каёзовский, а также зоны сосуществования нижне- и верхнебалахонской, верхнебалахонской и кольчугинской флор, границы которых не всегда и не повсеместно совпадают с границами зон смешения кордаитовых комплексов. Таков, например, обсуждавшийся выше уровень появления каллиптерид (нижняя граница зоны смешения кольчугинской и верхнебалахонской флор), не совпадающий со сменной комплексов кордаитов и прослеживающийся лишь в Транссибирской подобласти. За счет невыдержанности этого уровня в Транссибирской и Тунгусо-Верхоянской подобластях приходится выделять парные межрегиональные горизонты несколько разного объема.

В целом на основе разреза Кузбасса выделяется девять межрегиональных горизонтов: 1) каёзовский; 2) нижнебалахонский; 3) нижнепромежуточный; 4) верхнепромежуточно-ишановский; 5) кемерово-усятский (для Транссибирской подобласти) или кемерово-старокузнецкий (для Тунгусо-Верхоянской); 6) кузнецкий (преимущественно для Транссибирской подобласти) или митинский (выделяется повсеместно, но в качестве подгоризонта в Транссибирской подобласти и горизонта — в Тунгусо-Верхоянской); 7) ильинский; 8) нижнеленинский; 9) грамотеинско-тайлуганский. Кроме того, вследствие невыдержанности на площади нижнепромежуточного горизонта в пределах центральной части Тунгусо-Верхоянской подобласти (Верхоянского палеофлористического округа) выделяется собопольский горизонт. Хотя объем межрегиональных горизонтов определяется интервалами распространения комплексов кордаитов, обоснование их границ и прослеживание на площади обеспечиваются всей совокупностью флористических и палинологических данных (см. табл. 9, 10). Привлечение последних оказалось возможным благодаря обобщающим исследованиям А.Ф. Дибнер [1977], разработавшей единую систему палинозон для многих районов Северной и Центральной Азии.

Кратко остановимся на характеристике упомянутых выше горизонтов и на межрегиональной корреляции, которую с их использованием можно осуществить.

Каёзовский межрегиональный горизонт, выделяемый в объеме каёзовской свиты Кузбасса, содержит очень бедную, существенно птеридоспермовую (роды *Abacani-dium*, *Angaropteridium*) флору, которую можно рассматривать как своеобразный реликт нижнекаменноугольной лепидофитовой флоры. Нижняя граница горизонта — граница вымирания нижнекаменноугольных лепидофитов — представляет собой палеофлористический рубеж первого ранга и охарактеризована выше. Вне Кузбасса к каёзовскому горизонту относится янготойский региональный горизонт Тунгусской синеклизы, нижняя часть лапчанской свиты востока Сибирской платформы (Ботуобинский район), сетачанская свита хребта Орулган

(Северное Верхоянье), верхняя подсвита магарской свиты Пенжинского прогиба и, по-видимому, самые верхи хаямской свиты Гижинского прогиба (Колымо-Омолонская область), мурукцикский региональный горизонт южно-монгольских герцинид, аратэлигольская свита Северной Монголии, кокпектинская свита Прииртышья и кенсайская свита Зайсанского района.

Возрастной объем каёзовского горизонта определяется тем, что входящая в его состав сетачанская свита Верхоянья перекрывается морской юпенчинской свитой, нижняя граница которой примерно соответствует кровле северокельтменского горизонта башкирского яруса [Ганелин, 1977]. Сама юпенчинская свита сопоставляется нами уже с низами нижнебалахонского горизонта. Соответственно наиболее вероятный возрастной объем каёзовского межрегионального горизонта — нижняя половина башкирского яруса не менее чем в объеме двух нижних его горизонтов.

Нижнебалахонский межрегиональный горизонт, выделяемый в объеме нижнебалахонской подсерии (мазуровской и алыкаевской свит) Кузбасса, содержит первую из трех крупнейших флор (геофлор) кордаитовой формации — нижнебалахонскую. Нижнебалахонская флора является одной из наиболее богатых позднепалеозойских ангарских флор, характеризуюсь наряду с широким развитием кордаитов присутствием разнообразных преимущественно мелкоперышковых папоротников, многочисленных птеридоспермов (роды *Angaropteridium*, *Neuropteris*, *Angaridium*, *Paragondwanidium*), гинкгофитов (виды рода *Ginkgophyllum*), относительно редких лепидофитов, разнообразных членистостебельных, среди которых наряду с эндемичными присутствуют формы, близкие к еврамрийским (*Annularia asteriscus* Zal., некоторые виды рода *Sphenophyllum*).

В нижнебалахонском комплексе кордаитов широко распространены руфлории с широкими малоспециализированными дорзальными желобками. Наиболее типичной из них является *R. theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, по присутствию которой весь комплекс нижнебалахонских кордаитов может быть назван теодориевым. Это некрупные ланцентные листья, часто с узкими оттянутыми основаниями. Руфлории сопровождаются морфологически сходными кордаитами без дорзальных желобков (*C. indeterminatus* Gluch. и др.).

Нижнебалахонская подсерия Кузбасса подразделяется на мазуровскую и алыкаевскую свиты, имеющие ранг региональных горизонтов. В качестве межрегиональных горизонтов эти подразделения, однако, выступать не могут из-за отсутствия единого основания для их разграничения.

Действительно, в Кузбассе разделение мазуровского и алыкаевского флористических комплексов С.Г. Горелова [Горелова и др., 1973] основывается на появлении вблизи границы свит *Sibiriella kosmovskii*, тогда как отличие раннекатской и позднекатской флор Тунгусского бассейна опирается на широкое распространение в более древней из них лепидофитов рода *Angarodendron* и на почти полное отсутствие их в более молодой флоре. Тем не менее нижнекатская флора считается безусловным аналогом мазуровской, что совершенно нелогично хотя бы потому, что ангародендроны встречаются лишь в самых низах мазуровской свиты. Кроме того, во многих районах Ангарида (Монголия, Восточный Казахстан) нижнебалахонский флористический комплекс вообще не поддается расчленению. Именно поэтому в качестве межрегионального подразделения выделяется весь нижнебалахонский горизонт, а не отдельные его части.

Нижняя граница нижнебалахонского горизонта располагается в средней части башкирского яруса (не ниже кровли северокельтменского горизонта); верхняя считается совпадающей с границей карбона и перми. Возраст нижнебалахонского горизонта, таким образом, соответствует большей части среднего и верхнему карбону.

К нижнебалахонскому горизонту в разных частях Ангарида принадлежат катская свита Тунгусской синеклизы, черногорская, побережная и нижняя часть

белоярской свиты Минусинского прогиба, ачитнурская и солхитская свиты Северной Монголии и дусинобинский горизонт южной ее части.

В нижнебалахонское время намечается довольно заметное различие флор центральных (Верхоянский округ) и остальных районов Ангарида, заключающееся в более раннем появлении в пределах Верхоянского округа руфлорий с узкими "нижнепермского" типа дорзальными желобками. Присутствие подобных комплексов руфлорий в сочетании с другими нижнебалахонскими формами характерно для конёкской и айхальской (Айхальский район), а также ботуобинской свит восточной окраины Сибирской платформы. В крайне бедно флористически охарактеризованных разрезах Верхоянья присутствие пермского облика руфлорий в средне- и верхнекаменноугольных отложениях вынуждает на современной стадии изученности выделить здесь собопольский горизонт верхов среднего карбона — низов нижней перми.

Нижнепромежуточный горизонт, условно выделяемый в объеме первой половины промежуточной свиты Кузбасса, представляет собой интервал распространения в разрезе зоны смещения сингулярисо-дережавиньевого и теодориевого кордаитовых комплексов. Появившиеся вблизи подошвы промежуточной свиты крупные линейные листья верхнебалахонских руфлорий с узкими дорзальными желобками без укрепляющих тяжей (*R. deržavinii* (Neub.) S. Meyen, *R. meyenii* Gluch., *R. tuberculosa* Gluch.) сосуществуют здесь с переходящими из нижнебалахонской подсерии не крупными ланцетными листьями руфлорий с широкими дорзальными желобками, снабженными укрепляющими тяжами (*R. theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R. birulinskiensis* Gluch., *R. khalfinii* Gluch. и др.). Аналогичным образом ведут себя и морфологически сходные с руфлориями кордаиты без дорзальных желобков.

Смешанный характер имеет не только комплекс кордаитов, но и вся флора нижнепромежуточного горизонта. Членистостебельные, папоротники, семена и фруктификации представлены здесь уже преимущественно верхнебалахонскими формами, тогда как среди листвы птеридоспермов преобладают виды нижнебалахонских родов *Angaropteridium*, *Cardioneura*, *Neuropteris*, *Angaridium*, *Paragondwanium*. Они распространены шире по разрезу, нежели кордаиты нижнебалахонского облика, поднимаясь до ишановской, а иногда и кемеровской свит. Таким образом, нижнепромежуточный горизонт, отвечая полному объему зоны смещения кордаитовых комплексов, соответствует лишь нижней части зоны смещения нижне- и верхнебалахонской флор.

Нижняя граница нижнепромежуточного горизонта совпадает с подошвой верхнебалахонской подсерии (надгоризонта) Кузбасса и является достаточно четкой и определенной. Верхняя его граница проводится по уровню исчезновения руфлорий нижнебалахонского облика. Точное ее положение в опорных разрезах верхнебалахонской подсерии Кузбасса (Кемеровском и Прокопьевско-Киселевском) требует дополнительных исследований. В настоящее время известно лишь, что подобного типа руфлории распространены в нижней части промежуточной свиты и не переходят в ее верхние горизонты.

Вне пределов Кузбасса свойственное нижнепромежуточному горизонту сочетание разновозрастных кордаитов отмечается в нижнебургу克林ском подгоризонте Тунгусской синеклизы [Решения..., 1982]. Последний по объему, по-видимому, шире нижнепромежуточного, так как верхняя его граница проводится по исчезновению всех карбоновых элементов, в том числе и птеридоспермов нижнебалахонского облика.

Аналоги нижнепромежуточного горизонта распознаются в разных структурно-фациальных зонах Монголии. К ним относятся низы терригенной ундерханской свиты Предхэнтэйского прогиба, низы вулканогенно-терригенной толщи Буцаганской муьлты Центральной Монголии, терригенные толщи некоторых впадин, расположенных в северных предгорьях Монгольского Алтая.

В центральных районах Ангарида (восток Сибирской платформы, Вер-

хоянье) свойственный нижнепромежуточному горизонту смешанный комплекс кордаитов распространен значительно шире по разрезу, чем в Средней Сибири и Монголии. На востоке Сибирской платформы *Rufloia ex gr. deržavinii* известна с нижеайхальской (аналог мазуровской) подсвиты, а в Верхоянье — с верхов среднекаменноугольной суорганской свиты. В полно флористически охарактеризованных разрезах верхнего палеозоя востока Сибирской платформы граница ниже- и верхнебалахонского надгорizontов намечается по смене комплексов птеридоспермов и семян. По данным Е.М. Ващенко и др. [1982], она проходит в верхах верхнеайхальской подсвиты. Расположенная выше этой границы часть подсвиты может быть отнесена к нижнепромежуточному горизонту.

В охарактеризованных преимущественно кордаитами верхнепалеозойских разрезах Верхоянья соответствующей границы пока наметить не удастся. Совокупность верхоянских свит (верхи суорганской, халданская, мегенская, эчийская), в которых встречается или в принципе может быть встречен смешанный комплекс кордаитов, содержащий руфлории с узкими и широкими дорзальными желобками, выделяется в качестве собопольского горизонта широкого возрастного объема (конец среднего карбона — низы артинского яруса нижней перми). Распространение собопольского горизонта, по всей вероятности, ограничено Верхоянским палеофлористическим округом, но, очевидно, его имеет смысл выделять лишь в разрезах с преимущественным развитием кордаитов.

Нижнепромежуточный горизонт не удается выделить и по палинологическим данным. Установленная А.Ф. Дибнер [1977] палинозона *Cordaitina uralensis* — *Luberisaccites rugulifer* отвечает всему промежуточному горизонту Кузбасса. К ней А.Ф. Дибнер относит бырангскую свиту Восточного Таймыра, верхи тустакской свиты Лено-Хатангского прогиба, белоярскую свиту Минусинских котловин.

Верхнепромежуточно-ишановский горизонт (верхняя половина промежуточно-ишановской свиты Кузбасса) отвечает подзоне *Rufloia ex gr. poryvaica* верхнебалахонской кордаитовой зоны *Rufloia deržavinii* — *Cordaites singularis*. *Rufloia poryvaica* Gluch., сходная с ней *R. papillosa* Gluch. и другие виды этой группы, по данным выделившей их Л.В. Глуховой [1969], в разрезе Кузбасса распространены от верхней половины алыкаевской до ишановской свит включительно. Хотя точная диагностика руфлорий типа "*poryvaica*" возможна лишь по препаратам кутикулы, свойственная им форма довольно узких, но плосковершинных дорзальных желобков, напоминающих желобки *R. theodorii*, позволяет с некоторой долей условности распознавать эту группу и на материале худшей сохранности. В частности, ей, по-видимому, принадлежат *R. rasskasovae* S. Meyen, *R. taimyrica* Schwed., *R. kerulenica* Durante, а также формы, определяемые как *R. aff. theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen.

По уровню исчезновения этих форм в разрезах с кордаитами разных районов Северной и Центральной Азии и проводится верхняя граница горизонта. Значимость этой границы подчеркивается сменой комплексов семян [Сухов, Данилов, 1978], а также исчезновением последних нижебалахонских птеридоспермов.

В Транссибирской подобласти к аналогам верхнепромежуточно-ишановского горизонта относятся: на Западном Таймыре — ефремовская и, видимо, низы убойнинской свит с *Rufloia taimyrica* Schwed., в Южном Приморье — дунайская свита с *Rufloia aff. theodorii*, в Южной Монголии — аргалинтинская свита (или значительная ее часть). В Тунгусо-Верхоянской подобласти с этим горизонтом, очевидно, может быть сопоставлена верхняя половина нижебургу克林ского подгоризонта Тунгусской синеклизы, соколинский горизонт Восточного Таймыра или нижняя его часть; в Северной и Центральной Монголии — нижняя половина (без самых низов) ундерханской свиты Предхэнтэйского прогиба, эффузивная толща Центрально-Хангайской впадины, нижние части вулканогенных хануйской и среднегобийской серий. В Верхоянском мегантиклинории к тому же интервалу принадлежат халджинская и низы сюренской свиты хребта Орулган, хабахская, кобычанская и

часть юлегорской свиты Куранахского антиклинория, тельгинская свита бассейна р. Юдома, а в Колымо-Омолонской области — значительная часть джигдалинского горизонта.

Кемерово-старокузнецкий (в Тунгусо-Верхоянской подобласти) или кемерово-усятский (в Транссибирской) межрегиональный горизонт охарактеризован верхнебалахонским комплексом флоры без какой-либо примеси более древних элементов. Основу его составляют крупномерные кордаиты сингулярисо-державиньевого комплекса с узкими дорзальными желобками (*Rufloria deržavinii* (Neub.) S. Meyen, *R. meyenii* Gluch., *R. tuberculosa* Gluch. и др.) и без них (*Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. latifolius* (Neub.) S. Meyen). Характерна примесь крупноперишковых папоротников и членистостебельных. От более древнего кемерово-старокузнецкий горизонт отличается также появлением семян родов *Skokia* и *Sylvella*.

Верхняя граница горизонта в Транссибирской подобласти совпадает с границей верхнебалахонской и кольчугинской подсерий (надгоризонтов) Кузбасса и определяется появлением каллиптерид. В Тунгусо-Верхоянской подобласти, где каллиптериды отсутствуют, она проводится по смене комплексов кордаитов, приходящейся в разрезе Кузбасса на границу старокузнецкого и митинского горизонтов.

В Транссибирской подобласти кемерово-усятский межрегиональный горизонт включает значительную часть убойнинской свиты Западного Таймыра без ее нижних и самых верхних слоев [Гор, 1981]. В Норильском районе к нему условно может быть отнесена верхняя часть далдыканской и какая-то часть шмидтинской свит (до уровня появления каллиптерид); в Южном Приморье — абрекский и нижепоспеловский горизонты; в Южной Монголии — часть или полный объем харганхудукской свиты.

Кемерово-старокузнецкому горизонту Тунгусо-Верхоянской подобласти отвечает, по-видимому, верхнебургуклинский подгоризонт бургуклинского горизонта Тунгусской синеклизы. На востоке Сибирской платформы отложения кемерово-старокузнецкого горизонта распознаются в верхах мохсоголохской толщи Виллюйской впадины (по палинологическим данным) и в Оленекском поднятии, где к ним относится нижнепермская толща бассейна р. Буор-Азкит.

На Восточном Таймыре по сопоставлению с Западным Таймыром [Граммберг и др., 1978] к кемерово-старокузнецкому горизонту относится часть соколинской свиты, но последняя, возможно, целиком является более древней.

В Северо-Восточной Монголии кемерово-старокузнецкому горизонту принадлежат верхи терригенной ундерханской и вулканогенная гадзарская свиты, в Центральной Монголии — верхняя часть мощной серии известково-щелочных вулканитов, в Селенгинском вулканическом поясе — нижняя половина осадочно-вулканогенной свиты. В морских и прибрежно-морских толщах Северо-Востока СССР точный объем горизонта установить не удастся. В хребте Орулган ему принадлежит верхняя подсвита сюренской свиты, в Куранахском антиклинории — верхи юлегорской и, видимо, низы амбарской свит. В бассейне р. Тумара горизонт, очевидно, представлен лишь своими низами (верхи тумаринской свиты), а в бассейне р. Юдома — верхними слоями (дочканахская свита). В пределах Колымо-Омолонской области кемерово-старокузнецкому горизонту отвечают верхи джигдалинского и часть омолонского горизонтов.

Нижний в кольчугинском надгоризонте кузнецкий межрегиональный горизонт выделяется в объеме кузнецкой свиты Кузбасса и рассматривается как интервал распространения зоны смешения верхнебалахонской и кольчугинской флор. Он подразделяется на два подгоризонта: нижний — старокузнецкий и верхний — митинский. Характерной чертой первого является сочетание типично кольчугинских каллиптерид с кордаитами сингулярисо-державиньевого комплекса. Вблизи границы подгоризонтов увеличивается число кольчугинских форм. Возрастает количество и видовое разнообразие каллиптерид, происходит смена комплексов кордаитов и семян. Исчезают типично верхнебалахонские виды; *Rufloria deržavinii* (Neub.)

S. Meyen замещается мелколистными *Cordaites gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *C. gorelovae* S. Meyen, а также своеобразными крупнолистными *C. kuznetskianus* (Gorel.) S. Meyen, *C. radczenkoi* (Gorel.) S. Meyen (зона *Cordaites kuznetskianus*). Среди семян появляются первые тунгуссокарпусы.

Нижняя граница кузнецкого горизонта проводится по появлению каллиптерид, верхняя — по массовому распространению мелколистных руфлорий с дорзальными желобками бревифолиевго типа (подошва зоны *Rufhoria brevifolia* — *Cordaites gracilentus*), а также появлению таких типично кольчугинских видов, как *Phyllotricha turnaensis* Gorel., *Pecopteris anthriscifolia* (Goepp.) Zal., *Glottophyllum elongatum* Radcz., *G. karpovii* Radcz. и др.

Кузнецкий горизонт может быть прослежен лишь в Транссибирской подобласти, где к нему относится кузнецкая свита Горловского бассейна, часть или полный объем шмидтинской свиты Норильского района, верхи убойнинской [Грабберг и др., 1978] и, вероятно, низы контарактинской [Гор, 1981] свит Западного Таймыра, нижняя часть или вся джинсэтинская свита Гобийского Алтая, верхнепоспеловский горизонт Южного Приморья.

В Тунгусо-Верхоянской подобласти удается выделить лишь митинский подгоризонт кузнецкого горизонта. Здесь он приобретает статус межрегионального горизонта. В Тунгусском бассейне к нему относится нижний подгоризонт пеляткинского горизонта; в Вилуйской впадине — хомустьская толща [Граусман и др., 1982]; в Северной и Центральной Монголии — нижняя часть (сантуинская свита) обломочной верхнепермской толщи Среднегобийской впадины, а также разнообразные по составу эффузивные и эффузивно-осадочные толщи (зона *Cordaites kuznetskianus*), залегающие в верхних (Центральная Монголия) или средних (Северная Монголия) частях мощных вулканогенных серий. На Северо-Востоке СССР митинскому горизонту принадлежит ниванджинская свита бассейна р. Юдома и ее аналоги в пределах Охотского массива.

Ильинский межрегиональный горизонт (в объеме ильинской подсерии Кузбасса) соответствует зоне *Rufhoria brevifolia* — *Cordaites gracilentus*, представляющей последний пик в развитии руфлорий. Отличительными чертами последних, как и ассоциирующих с ними *Cordaites*, является относительная мелколистность и часто интенсивная орнаментированность клеток эпидермы и дорзальных желобков. Наряду с кордаитами широко распространены папоротники и птеридоспермы (преимущественно каллиптериды и глоттофиллумы). Горизонт подразделяется на казанково-маркинский и ускатский подгоризонты. Граница между ними подчеркивается появлением или исчезновением ряда видов членистостебельных, папоротников, некоторых птеридоспермов и, особенно, семян (граница зон *Tungussocarpus elongatus* и *T. tychtensis*). Каждому подгоризонту соответствует самостоятельная палинозона [Дибнер, 1977].

Ильинский горизонт широко распознается в Горловском бассейне [Юзвицкий и др., 1984], Тунгусской синеклизе (верхнепеляткинский подгоризонт), Норильском районе (кайерканская свита), Западном Таймыре (полные объемы или большие части крестьянской и контарактинской свит), во многих районах Монголии: Предхэнтэйском прогибе (ульдзинская свита), Среднегобийской впадине (онгинобинская свита), верхней половине осадочно-вулканогенной свиты Селенгинского вулканического пояса и ее аналогах, верхней половине песчано-алевритовой толщи Центрально-Хангайской впадины, угленосной толще Табунтологийского месторождения.

Несколько хуже от подстилающих и особенно перекрывающих отложений ильинский горизонт отделяется в Верхоянском палеофлористическом округе. В Вилуйской впадине ему принадлежит харыйасская и, судя по палинологическим данным, часть кюндейской толщи, в Западном Верхоянье — верхняя часть деленжинской свиты бассейна р. Тумара, часть дулгалахской свиты хребта Орулган и, по-видимому, большая часть кюндюдейской свиты бассейнов рек Кюндюдей и Дянышка.

Нижнеленинский горизонт характеризуется смешанным кордаитовым комплексом, в котором сульцивные кордаиты ассоциируют с кордаитами грациленто-бreviфолиевого комплекса (главным образом с руфлориями кольчугинского типа).

Нижняя граница горизонта нечеткая. Она проводится по появлению в массовых количествах сульцивных кордаитов и параллелизуется с подошвой ерунаковской подсерии Кузбасса. Здесь происходит замещение руфлорий сульцивными кордаитами [Меньшикова, 1977]. Правда, своеобразные сульцивные кордаиты в Кузбассе известны ниже — в ускатской свите [Мейен, 1966; Глухова, Меньшикова, 1980] и даже, по устному сообщению С.К. Батяевой, в казанково-маркинской свите.

Граница нижнеленинского и грамотеинско-тайлуганского межрегиональных горизонтов проводится по исчезновению руфлорий. В Кузбассе этот уровень совпадает с кровлей пласта 38 (средняя часть ленинской свиты) в стратотипическом разрезе кольчугинской серии по р. Томи [Меньшикова, 1977]. Ниже этого уровня руфлории встречаются достаточно часто, выше они единичны. Подобное же исчезновение руфлорий отмечается на границе дегалинского и гагарийостровского региональных горизонтов в Тунгусском бассейне [Мейен, 1966, 1984].

Кроме изменения кордаитов нижнеленинский горизонт характеризуется обновлением состава членистостебельных и семян; грамотеинско-тайлуганский — присутствием *Annularia jerunakovensis* Neub., *Zamipteris tailuganensis* Gorel., *Rhipidopsis palmata* Zal., *Yavorskyia mungatica* Radcz. и др.

В силу резкого сокращения областей континентального осадконакопления в конце перми отложения ерунаковского надгоризонта в целом, как и обоних упомянутых горизонтов в отдельности, вне Кузбасса и Тунгусского бассейна распространены относительно нешироко.

На Таймыре к ерунаковскому надгоризонту традиционно относятся макарвическо-бражниковская и черная свиты [Шведов, 1961]. Имеющиеся в распоряжении автора неопубликованные материалы показывают, что черная свита в своем стратотипическом разрезе соответствует только грамотеинско-тайлуганскому горизонту, но по р. Пясине [Гор, 1981] к ней, возможно, отнесен и нижнеленинский горизонт. В Монголии нижнеленинскому горизонту принадлежат верхние слои угленосной толщи Табунтологойского угольного месторождения, а грамотеинско-тайлуганскому — ноянсомонская и гурамсаманская свиты крайнего юга страны, песчано-конгломератовая толща Центрально-Хангайской мульды и верхи пермской вулканогенной серии Селенгинского пояса [Дуранте, 1976]. В Южном Приморье в качестве аналогов ерунаковского надгоризонта выделяется сицинская свита (континентальный аналог чандалазской). Присутствие в ней руфлорий указывает на ее принадлежность к нижнеленинскому горизонту. В Верхоянье к нижнеленинскому горизонту можно отнести верхи дулгалахской свиты восточного крыла Верхоянского мегантиклинория [Дуранте, Израилев, 1977], а в ряде пунктов его западного крыла от размыва сохранились осадки грамотеинско-тайлуганского горизонта [Садовников и др., 1981].

Возраст фитостратиграфических горизонтов

Возраст фитостратиграфических горизонтов Северной и Центральной Азии определяется как исходя из их соотношений с морскими и прибрежно-морскими толщами, охарактеризованными борсальной морской фауной, так и прямой корреляцией с флороносными фациями пермских ярусов (от артинского и выше) в стратотипической области их развития. Однако вследствие сильных отличий флористических комплексов пермских ярусов и рассмотренных выше горизонтов прямая корреляция тех и других крайне затруднена. Сопоставление с морскими борсальными толщами также не всегда приводит к точной привязке фитостратиграфи-

ческих горизонтов к ярусной шкале перми. Но оно иногда дает возможность увязать те или иные флористические смены с прослеживаемыми на широких площадях сменами морских фаун (в том числе и аммонитовых).

Смена лепидофитовой флоры кордаитовой совпадает с границей нижнего и среднего карбона. Возраст каёзовского межрегионального горизонта с бедной птеридоспермовой флорой — первая половина башкирского яруса. Возраст нижнебалахонского горизонта — вторая половина среднего—поздний карбон.

Границу карбона и перми, проводимую в Бореальной области по появлению массовых *Jacutoproductus verchoyanicus* (Fred.), не удастся проследить во флороносных отложениях Ангарида, поскольку в Верхоянье эта граница попадает внутрь интервала со смешанным (сочетание ниже- и верхнебалахонских форм) комплексом кордаитов, свойственным в разрезе Кузбасса нижней части промежуточной свиты.

Первоначально этот факт трактовался [Дуранте, Израилев, 197] как указание на возможный каменноугольный возраст низов промежуточной свиты. Однако после упомянутых выше находок кордаитов верхнебалахонского облика в аналогах мазуровской свиты на восточном борту Тунгусской синеклизы [Вашенко и др., 1982, 1985] стало очевидным, что в центральных частях Сибирской палеофлористической области подобный смешанный комплекс кордаитов характеризует значительно более широкий интервал разреза, чем в Кузбассе. Он приурочен к аналогам не только низов верхнебалахонской, но и ко всей или почти всей нижнебалахонской подсерии (собопольский горизонт среднего—верхнего карбона — низов нижней перми).

В разрезах восточного борта Тунгусской синеклизы удастся наметить положение подошвы верхнебалахонско-старокузнецкого надгоризонта, но в охарактеризованных преимущественно кордаитами верхоянских разрезах этого сделать пока нельзя. Соответственно не удастся определить взаимное положение этой границы и уровня появления *Jacutoproductus verchoyanicus* (Fred.), совпадающего с границей халданской и мегенской свит хребта Орулган или подсвит кыгылтасской свиты Западного Верхоянья.

Мы принимаем традиционное положение границы карбона и перми в основании верхнебалахонской подсерии Кузбасса, хотя не исключено, что граница систем располагается несколько ниже — в пределах алыкаевской свиты. Допускавшееся ранее положение этой границы выше подошвы верхнебалахонской подсерии [Дуранте, Израилев, 1977] маловероятно, поскольку кровля относительно небольшого по своему стратиграфическому объему нижнепромежуточного горизонта проходит в середине артинского яруса нижней перми. Возраст нижнепромежуточного горизонта — низы нижней перми до первой половины артинского яруса включительно.

Границу отделов перми, совпадающую с подошвой уфимского яруса, вне стратотипической местности (Камское Приуралье) и прилегающих районов (Печорское и Актюбинское Приуралье) проследить не удастся. На Северо-Востоке СССР с ней сопоставлялась граница джигдалинского и омонского горизонтов [Решения..., 1978], сопровождающаяся крупными изменениями в составе комплексов морских беспозвоночных, в том числе аммоноидей. Однако подошва омонского горизонта, скорее всего, располагается выше подошвы уфимского яруса [Ганелин, Котляр, 1984]. Поскольку в ряде разрезов Верхоянья и Монголии с комплексами аммоноидей и брахиопод низов омонского горизонта встречаются кордаиты сингулярисо-державиньевого комплекса, а непосредственно выше залегают слои с растениями митинского горизонта, граница омонского и джигдалинского горизонтов, очевидно, близка к подошве кольчугинской серии, которая традиционно принимается за границу отделов перми в азиатской части Ангарида.

Положение нижней границы уфимского яруса (т.е. подошвы верхней перми), очевидно, близко к основанию кемеровской свиты Кузбасса. Действительно, как отмечалось выше, кровля нижнепромежуточного горизонта примерно соответ-

ствуется подошве саргинского горизонта артинского яруса. Вполне логично предположить, что верхнепромежуточно-ишановский горизонт отвечает по возрасту оставшейся части ранней перми. Это предположение подтверждается Л.В. Глуховой [1984], установившей, что облик артинско-кунгурских руфлорий Приуралья близок к таковому промежуточной и ишановской свит Кузбасса.

Таким образом, верхнепромежуточно-ишановский фитостратиграфический горизонт отвечает верхней половине ранней перми (со второй половины артинского века), тогда как возраст кемерово-усятского (кемерово-старокузнецкого) горизонта заключен в пределах либо уфимского, либо самых верхов кунгурского и уфимского веков.

Надежные соотношения более молодых флористических комплексов с комплексами стратиграфически значимой морской фауны пока неизвестны. Их соотношения со стратотипическими подразделениями также неопределенны. Немногочисленные корданты ангарского облика из нижнеказанской (*Rufloria* sp., *Cordaites candalepensis* (Zal.) S. Meyen, *C. sylovaensis* (Neub.) S. Meyen) и северодвинской флор (сульцивные корданты) позволяют говорить лишь о выдержанности общих тенденций в развитии верхнепермских кордантов разных частей Ангариды, но не дают возможности для сколько-нибудь надежных корреляций со стратотипами ярусов и определений возраста.

Палеомагнитные исследования [Кириллов, 1971] указывают на положение подошвы верхнетатарского подъяруса в средней части ленинской свиты, что не противоречит имеющимся палеоботаническим материалам. Эта совокупность данных свидетельствует о наиболее вероятном верхнетатарском возрасте грамотейнско-тайлуганского горизонта. Ильинский же и нижнеленинский межрегиональные горизонты в совокупности отвечают в основном казанскому, нижнетатарскому ярусам и, возможно, низам верхнетатарского подъяруса.

На Сибирской платформе грамотейнско-тайлуганский горизонт перекрывается традиционно относимыми к триасу туфогенными и вулканогенными отложениями корвунчанской серии, охарактеризованными своеобразной бескордантовой флорой, существенно папортниковой в низах серии и хвойно-папортниковой в верхах. Присутствие в этой флоре небольшого количества верхнетатарских элементов позволяет некоторым палеоботаникам [Садовников и др., 1981; Гоманьков, Мейен, 1986] считать корвунчанскую серию еще пермской. Это представление не подтверждается, однако, данными о примерном соответствии отложений с флорой корвунчанского типа на западном крыле Верхоянского мегантиклинория зоне *Otoceras* (низы нижнего триаса) восточного крыла мегантиклинория [Дуранте, Битерман, 1978; Битерман и др., 1977; Вавилов, 1982].

По составу верхоянская флора наиболее близка к флоре нижней в корвунчанской серии тутончанской свиты [Могучева, 1982], и принадлежность ее к самым низам триаса определяет триасовый возраст всей корвунчанской серии. Подобные представления подтверждаются находками в корвунчанской флоре стробилов хвойных, близких к таковым из анизийских отложений Западной Европы и Китая [Dobruskina, 1984]. Приведенные данные позволяют считать, что граница палеозоя и мезозоя в центральных частях Ангариды совпадает, по-видимому, с подошвой корвунчанской серии. Недостаточно ясно, однако, вмещает ли грамотейнско-тайлуганский горизонт наиболее молодые отложения пермской системы или между ним и корвунчанской серией имеется перерыв.

Заключение

1. Как показал опыт фитостратиграфических исследований в пределах Северной и Центральной Азии, существуют два разных подхода к выделению межрегиональных фитостратиграфических единиц: использование в качестве межрегиональных подразделений региональных горизонтов Кузбасса и выделение зональных подраз-

делений, основанных преимущественно на стадиях развития ливны кордаитов. Они оказались в отдельности недостаточно эффективными.

2. Мы предлагаем комбинированную систему фитостратиграфических подразделений, совмещающих оба упомянутых подхода. В качестве межрегиональных подразделений рассматриваются лишь те региональные горизонты Кузбасса или их совокупности, которые отвечают интервалу вертикального распространения одного из крупных и хорошо прослеживаемых на площади верхнепалеозойских комплексов ангарских кордаитов. Границы межрегиональных горизонтов определяются не только сменами комплексов кордаитов, но и всей совокупностью флористических данных.

Кроме межрегиональных горизонтов предлагается выделять более крупные (надгоризонты) и более мелкие (подгоризонты) корреляционные единицы.

3. Наибольшая в течение всего фанерозоя дифференциация верхнепалеозойских флор обуславливает невыдержанность ряда фитостратиграфических подразделений в разных частях Ангариды. Это в меньшей степени касается верхов карбона (трудности выделения нижнебалахонского горизонта в Верхоянском округе) и в большей степени перми.

На рубеже ранней и поздней перми Сибирская палеофлористическая область подразделяется на Транссибирскую и Тунгусо-Верхоянскую подобласти. В первой из них в составе флороносной перми намечаются два надгоризонта: верхнебалахонский и кольчугинский, соответствующие двум крупнейшим пермским ангарским флорам. В верхнебалахонском надгоризонте распознаются два (промежуточный и ишаново-усятский), а в кольчугинском надгоризонте четыре (кузнецкий, ильинский, нижнеленинский, грамотейско-тайлуганский) межрегиональных горизонтов.

В центральных частях Сибирской палеофлористической области (Тунгусо-Верхоянская подобласть), где в пермской флоре доминируют кордаиты, в основу надгоризонтов положены три кордаитовых комплекса. Здесь выделяются верхнебалахонско-старокузнецкий, митинско-ильинский, ерунаковский надгоризонты. Каждый из них включает два межрегиональных горизонта: первый — нижнепромежуточный и ишаново-старокузнецкий; второй — митинский и ильинский; третий — нижнеленинский и грамотейско-тайлуганский. Следует отметить, что в центральной части Сибирской области (Верхоянье, восток Сибирской платформы) не всегда распознается нижнепромежуточный горизонт. Смешанный комплекс кордаитов, близкий к таковому этого горизонта, опускается здесь вплоть до аналогов мазуровской свиты (верхняя часть среднего карбона). Рассматриваемый интервал разреза выделяется в качестве отдельного собопольского горизонта, распространение которого, по-видимому, ограничено Верхоянским округом.

4. Соотношения с бореальной морской фауной и прослеживание климатических рубежей позволяют определить возраст следующих фитостратиграфических горизонтов: казёзовского (низы среднего карбона в объеме двух нижних горизонтов башкирского яруса), нижнебалахонского (большая часть среднего — верхний карбон), нижнепромежуточного (ранняя пермь до нижней половины артинского века включительно), верхнепромежуточно-ишановского (вторая половина ранней перми), кемерово-усятского (конец кунгурского? — начало уфимского века до верхнего предела существования "кунгурского" комплекса аммоноидей), кузнецкого (вторая половина уфимского века). Возраст трех наиболее молодых горизонтов (ильинского, нижнеленинского и грамотейско-тайлуганского) находится, очевидно, в пределах казанского и татарского веков.

Положение основных геохронологических рубежей (границы нижнего и среднего карбона, карбона и перми, перми и триаса) в флороносных толщах Северной и Центральной Азии широко дискутируется.

За границу нижнего и среднего карбона принимается крупнейший флористи-

ческий рубеж (смена лепидофитовой формации кордаитовой). Он примерно совпадает с границей отделов карбона в морских толщах Бореальной области и, согласно климатостратиграфическим сопоставлениям, датируется верхами нижнего намюра Западной Европы.

Положение нижней границы перми (в подошве верхнебалахонской подсерии Кузбасса) пока надежно не подтверждено корреляцией с морскими отложениями. Что касается границы перми и триаса, то весь комплекс данных по Верхоянью о соотношении флоры корвунчанского типа с морскими отложениями зоны *Otoceras* [Дуранте, Битерман, 1978; Могучева, 1982, 1984а,б; Вавилов, 1982] подтверждает, на наш взгляд, положение этой границы в подошве корвунчанской серии Тунгусского бассейна.

МЕЗОЗОЙ

Мезозойская тематика представлена материалами по нижнему триасу, верхней юре, нижнему и верхнему мелу.

Положение границы палеофита и мезофита и соотношение этапов флорогенеза и развития морских фаун вызывало бурные дискуссии в литературе. Обширные сведения о позднепермских и раннетриасовых флорах Сибири и Китая и этапах их эволюции существенным образом дополняют наши знания, сводят к минимуму возможные варианты решений.

Чрезвычайно большие успехи достигнуты в области стратиграфии верхнеюрских отложений Бореальной провинции (по фораминиферам). На повестку дня встал еще более сложный вопрос — корреляция их с верхней юрой Тетиса. Здесь особенно наглядна необходимость учета палеоклиматической зональности и влияния фаций.

В пределах Охотско-Чукотского пояса огромным развитием пользуются субаэральные вулканогенные образования. Интерпретация их возраста была крайне противоречива. Систематические сборы флоры не только позволили разработать флостратиграфическую шкалу, но совершенно изменили представления о времени заложения пояса и истории его развития. Палеоклиматическая кривая наглядно показывает резкие колебания климата на протяжении мелового времени.

Геологический институт АН СССР был пионером маринопалинологических исследований, но они вначале ограничивались плиоцен-четвертичными отложениями. Теперь глубоководным бурением вскрыта вся толща осадков позднего мезозоя и кайнозоя. Глинистые и глинисто-карбонатные осадки нередко характеризуются богатыми спектрами спор и пыльцы. Именно такие комплексы были встречены в нижнемеловых отложениях Европейско-Синийской, Экваториальной и Австралийской областей Атлантического океана, причем пыльца покрытосеменных известна начиная с баррема.

ОСОБЕННОСТИ РАННЕТРИАСОВОГО ЭТАПА ФЛОРОГЕНЕЗА

В истории растительности раннетриасовый этап выделяется своим своеобразием. Его основная особенность состоит в широкой экспансии плауновидных семейства *Pleuromeiaceae* по всему земному шару (рис. 25). Эти плауновидные, предки и потомки которых достоверно неизвестны, в первой половине триаса занимали огромные территории от Рейна на западе до Японии на востоке, от Таймыра на севере до Тасмании на юге. Они появляются внезапно вблизи границы перми и триаса и также внезапно исчезают в середине триаса. Несмотря на широкое распространение в первой половине триаса, они не оказали заметного влияния на ход развития растительности — основной ствол филогенетического древа развивался независимо от этой группы растений.

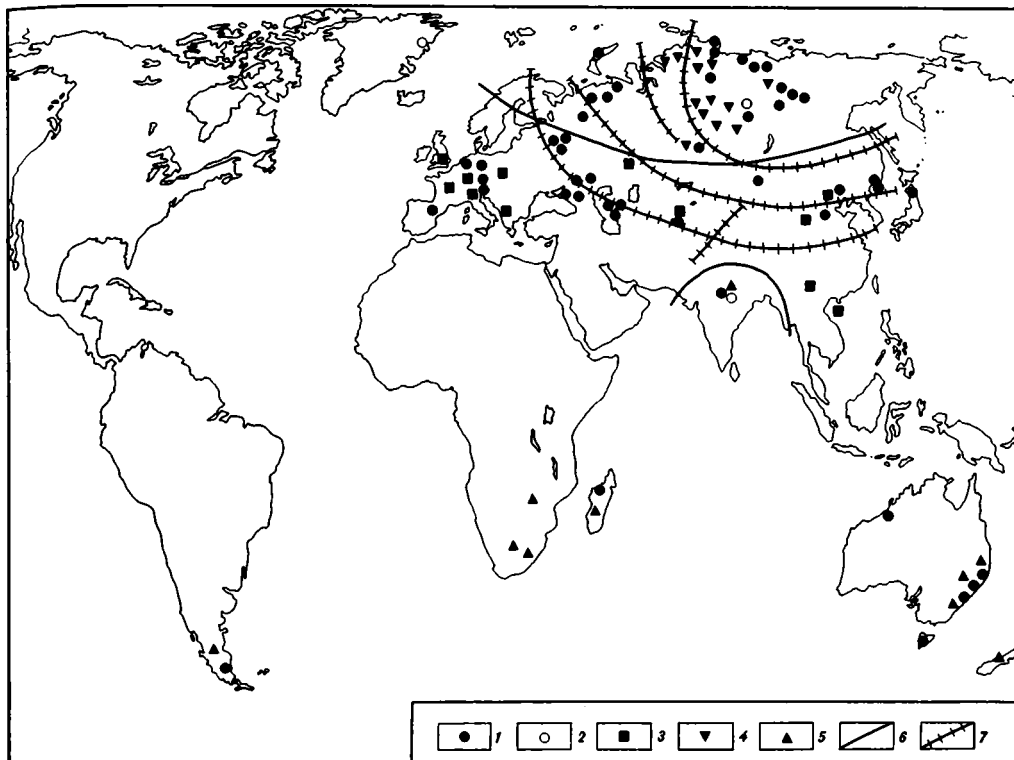


Рис. 25. Распространение флор в первой половине триаса

1—5 — флора: 1 — плевромейевая, 2 — плауновидные, не относящиеся к семейству *Pleuromeiaceae*, 3 — вольтциевая, 4 — корвунчанская, 5 — дикроидиевая; 6, 7 — границы фитоохорий: 6 — в первой половине триаса, 7 — пермских, по С.В. Мейену [1970] и М.В. Дуранте [Durante, 1983]

Этот ствол составляли вольтциевая и корвунчанская флоры в Евразии и дикроидиевая флора в Гондване (табл. 11). Мало заметные в начале триаса из-за широкого распространения плауновидных, они связывают флоры палеозоя и мезозоя, палеофита и мезофита и дают начало мезофитным флорам. Исчезновение плевромейевых в середине триаса совпало с интенсивным формообразованием новых групп растений в Евразии, которые вместе с потомками вольтциевой и корвунчанской флор образовали новую — сцитифилловую флору, явившуюся родоначальницей мезофитных флор. В Гондване продолжалось развитие дикроидиевой флоры.

Плауновидные в раннем триасе распространились во всем фитогеографическом областях (см. рис. 25). Они с одинаковым успехом существовали в области развития и корвунчанской, и дикроидиевой флор. Распространение близких родов плауновидных на огромных территориях маскировало фитогеографическую и климатическую зональности, которые с начала триаса приобретают современные черты. Высокая дифференциация и изолированность флор перми уступает место единству флор триаса на территории всей Евразии; обособленным остается только Гондванское царство. Фитогеография первой половины триаса отличается как от предыдущих этапов, так и от последующих: плауновидные (плевромейевая флора) занимают огромные территории, вытеснив представителей основного ствола филогенетического дерева (вольтциевую, корвунчанскую и дикроидиевую флоры).

Вольтциевая и корвунчанская флоры больше связаны с флорами конца перми, нежели с верхнетриасовыми; из-за отсутствия в них новообразований (мезо-

Т а б л и ц а 11. Этапы развития флор при переходе от палеофита к мезофиту

Этапы развития флор		Возраст		Фитохории триаса		
				Лавразийское царство		Гондванское царство
				Сибирская область	Европейско-Синийская область	
Мезофит	Средний	Нижняя юра	Синемюр	Тауматоптериевая флора		?
			Геттанг			
		Верхний триас	Рэт	Лепидоптериевая флора		
			Норий			
	Ранний	Средний триас	Карний	Сцитофилловая флора		Дикродиевая флора
			Ладин			
	Заключительная фаза	Средний триас	Анизий	Корвунчанская флора		
			Оленек			
		Нижний триас	Инд	Плевромейевая флора		
					Вольтицевая флора	
			Плевромейевая флора			
					Вольтиопсисовая флора	

Палеофит	Основная фаза	Верхняя пермь		Кордантовая флора		Татариновая флора	Цехштейновая флора	Смешанная флора	Татариновая флора	Флора Тиннфельд	
		Нижняя пермь					Флора древовидных лепидофитов, каламитов, прапапоротников		Гигантоптериевая флора	Глоссоптериевая флора Гангамоптериевая флора	
Этапы развития флор	Возраст	Т-В	Т-К	ДВ	Печ	Восточно-Европейская область	Север	Юг	Юг	Север	Гондванское царство
		Сибирская провинция					Атлантическое царство		Катазиатское царство		
		Ангарская область									
		Ангарское царство					Фитохории перми				

Примечание. Флоры перми по С.В. Мейену, А.В. Гоманькову, М.В. Дуранте; триасовые флоры Евразии по И.А. Добрускиной; триасовые флоры Гондваны по Дж. Реталлаку [Retallack, 1977]. Палеофлористические округа: Т-В – Тунгусо-Верхоянский, Т-К – Таймыро-Кузнецкий; провинции: ДВ – Дальневосточная, Печ – Печорская

фитных форм) мы относим их к заключительной фазе палеофита [Добрускина, 1982].

Сцитифилловая флора, как и корвунчанская и вольтциевая, является переходной от палеофита к мезофиту. Но в ней уже развиты те новые группы (диптериевые папоротники, бенниттитовые, чекановские, цикадокарпидиевые), которые получили широкое распространение в настоящем мезофите — вплоть до верхней юры и нижнего мела. Именно с момента становления сцитифилловой флоры можно констатировать наступление мезофита, выделив сцитифилловую флору в качестве его первой фазы (ранний мезофит).

Таким образом, события, разыгравшиеся на границе перми и триаса, в истории растительного мира привели к смене палеофитного растительного царства мезофитным. Однако граница перми и триаса *sensu stricto* не отмечена заметной перестройкой — вымирание палеофитных групп началось раньше этого момента, а окончательное формирование мезофита закончилось после него. Эти два события (конец типичного палеофита и начало типичного мезофита) оказываются разделенными двумя переходными этапами, занявшими около 60 млн лет. Первый из них — заключительная фаза палеофита (верхи перми — первая половина триаса), второй — ранняя фаза мезофита (ладин—карний). Граница перми и триаса делит на две неравные части первый из этих переходных периодов (см. табл. 11).

Какие конкретные стратиграфические и палеоботанические представления лежат в основе описанной выше картины?

О событиях на границе перми и триаса написано очень много. Резкий контраст между обильными местонахождениями верхнепермских ископаемых и скудостью их в нижнем триасе породил массу гипотез о причинах этого явления. Привлекались самые разнообразные причины, связанные с внутренней жизнью Земли, и космические. Проанализируем те фактические данные, которые лежат в основе представлений о резкой смене органического мира на границе перми и триаса. Для этого с учетом новых материалов рассмотрим реальное распределение флор и осадков в первой половине триаса.

Раннетриасовые плауновидные

За последние 15 лет после выхода в свет статьи о триасовых плауновидных [Добрускина, 1974] появилось много нового материала, связанного с этой группой растений. Теперь можно констатировать широкое распространение плауновидных в раннем триасе. Открыты новые местонахождения, особенно в Сибири и Китае. Количество плауновидных сильно увеличилось за счет переопределения старых коллекций. Обычные на севере Сибири *Araucarites*, *Pseudoarucarites* и *Tomiostrubus* оказались не хвойными, а плауновидными, близкими к плевромейям [Meyen, 1981; Садовников, 1982]. Род *Annalepis* из ладинских отложений Борея — тоже плауновидное растение, близкое к плевромейе, а не хвойное [Grauvogel-Stamm, Douringer, 1983]. Новые находки плевромей описаны из Китая [Wang et al., 1978; Wang Z., Wang L., 1982] и Дарваза [Добрускина, 1985].

За исключением родов *Selaginellites* из Гренландии, *Lycopodites* из Индии и *Takhtajanodoxa* из Тунгусского бассейна, все раннетриасовые плауновидные оказались близкими роду *Pleuromeia*, хотя и не идентичными ему. Они принадлежат разным родам, различающимся по форме и строению стробилов и спорофиллов, микроспор и мегаспор, присутствию стерильных листьев и размерам. Но общий тип организации, строение стробилов и спорофиллов, соотношение стерильных и фертильных частей настолько близки во всех этих растениях из разных концов земного шара, что их следует относить к одному семейству *Pleuromeiaceae*.

В северной части Евразии (в Сибирской палеофлористической области)

встречается преимущественно род *Annalepis* (подрод *Tomiostrobus*). Род *Pleuromeia* (видовое определение невозможно из-за плохой сохранности) известен с Таймыра, и Оленекского побережья. В Европейско-Синийской области распространены почти исключительно плевромейи. Представители рода *Annalepis* в отложениях первой половины триаса обнаружены только в Китае. При этом в северной части Европейско-Синийской области обычны *Lysomeia* и близкая к ней *Pleuromeia obrutschewii*, а в южной части СССР — *P. sternbergii* и близкие виды (*P. jokunzhica*).

Наиболее характерной особенностью захоронений плевромейевых является огромное количество их остатков в каждом местонахождении, а местонахождения, как правило, известны группами от 5 до 20 в сравнительно небольшом районе [Добрускина, 1982]. Другие растительные остатки встречаются в виде единичных обрывков плохой сохранности. Чаще всего это неопределимые фрагменты стволов членистостебельных, реже — отпечатки плохой сохранности других видов.

Так, в верховьях Волги наряду с несколькими сотнями образцов *Lysomeia* найдены три отпечатка *Sphenobaiera* и один отпечаток *Elatocladus*. В Южном Приморье вместе с многочисленными отпечатками *Pleuromeia obrutschewii* упоминаются только *Cladophlebis* sp. и *Lepidopteris* sp. Даже в тех местонахождениях Западной Европы, где помимо плевромейевых известны другие растительные остатки (вольтицевая флора), они происходят из иных слоев. Разнообразие вольтицевой флоры в Западной Европе находится в обратном соотношении с обилием остатков плевромей. В Австралии плевромейевые также образуют моновидовые захоронения, встречаясь в иных слоях или иных частях местонахождений, чем растения других систематических групп. Хорошая сохранность плевромейевых свидетельствует о том, что они захоронялись недалеко от мест их произрастания, в то время как другие растительные сообщества находились в более удаленных от мест захоронения районах.

Преположительно плевромейевые в раннем триасе существовали в Монголии и на севере Мадагаскара (Носси-Бе). Оттуда известны отпечатки плохой сохранности, которые напоминают спорофиллы плевромей. О широком распространении плауновидных в первой половине триаса можно судить по огромному содержанию их спор в дисперсных спорово-пыльцевых спектрах.

Время существования плевромейевых — от границы перми и триаса (в Австралии указываются находки ниже этой границы, но она здесь условна) до середины триаса, включая анизийский век; из ладинских отложений происходит вогезский *Annalepis* и часть китайских плевромей.

Раннетриасовые хвойные

При просмотре коллекций корвунчанской флоры в Новосибирске я обнаружила репродуктивные органы хвойных, аналогичные таковым из пестрого песчаника Западной Европы [Grauvogel-Stamm, 1978], с коллекциями которых мне удалось познакомиться в Страсбурге у Л. Гровожель-Стамм. К этому времени Н.К. Могучева [1984а,б] описала вегетативные побеги хвойных из Тунгусского бассейна и отнесла их к родам *Voltzia* и *Quadrocladus*. Таким образом, оказалось, что триасовый европейский род *Voltzia* широко распространен в Тунгусском бассейне. В Вогезах он настолько обилен, что дал название стратиграфическому подразделению — вольтицевому песчанику (анизийский ярус).

Род *Quadrocladus* ранее был известен только из перми, но вид из вулканогенных отложений Сибири значительно отличается от пермских видов этого рода. Изучение стробилов хвойных из Тунгусского бассейна [Могучева, Добрускина, 1986] при участии Л. Гровожель-Стамм позволило установить в Сибири присутствие еще двух общих родов с триасом Западной Европы: *Darneya* и *Willsiostrobus*. Упомянутые стробилы близки к аналогичным образованиям из верхнетатарских

отложений Русской платформы [Meуen, 1981], но отличаются от них пельтатным строением спорофилла, четко обозначенным местом прикрепления оси спорофилла к щитку, иным способом ветвления ножек спорангиев и, вероятно, также иным способом прикрепления спорангиев к спорофиллу.

Хвойные корвунчанской флоры продемонстрировали ее близость к флорам первой половины триаса, а не верхнепермским. Присутствие в корвунчанской флоре западноевропейских родов хвойных, известных теперь и в Китае, показало, что мнение о ее эндемичности было преувеличенным. Теперь корвунчанская флора находит свое место в истории развития триасовых флор Евразии.

Корреляция флороносных толщ Сибири и Китая

Появившиеся в последние годы новые палеоботанические данные по Верхоянью, Тунгусскому бассейну, Кузбассу и Китаю заставляют пересмотреть точку зрения на корреляцию вулканогенных отложений Сибирской платформы и соседних регионов, что непосредственно сказывается на выводе о возрасте корвунчанской флоры. В более ранних работах [Добрускина, 1980; Добрускина и Ярошенко, 1983] я следовала точке зрения Г.Н. Садовникова [1964] и С.В. Мейена [1981] о пермском возрасте, по крайней мере части вулканогенных отложений Тунгусской синеклизы.

Новые находки ископаемых растений в Верхоянье [Дуранте, Битерман, 1978; Могучева, 1982] и Китае [Kimura, 1984], переопределения [Meуen, 1981] и новые описания корвунчанских растений [Могучева, 1984а,б; Могучева, Добрускина, 1986] позволяют более надежно сопоставить флористические комплексы Тунгусского бассейна, Кузбасса, Верхоянья, Таймыра и Китая (табл. 12).

Фитогеографическая зональность раннего триаса

При переходе от палеофита к мезофиту принципиально меняется план фитогеографической зональности, с этого времени зональность близка к современной. Начало перестройки относится к самому концу перми (верхнетатарскому веку). Внешний пояс Ангарского царства — Субангарская [Мейен, 1972] или Среднеевразийская область [Дуранте, 1980; Durante, 1983] — огромный дугой охватывала центральные районы Ангариды. Он возник еще в карбоне с обособления Казахской провинции, а в конце перми захватил участки, ранее относившиеся к изолированным друг от друга Ангарскому и Катазиатскому царствам (см. табл. 11). С этого момента начинается обмен растениями между царствами — татариновая флора (с небольшими вариациями в составе) известная на востоке Русской платформы [Гоманьков, Мейен, 1986] и в Северном Китае [Дуранте, 1980]. В начале триаса обмен становится более интенсивным, легче всего мигрируют плевромейевые. Для индского этапа нет достаточных данных (в Западной Европе органические остатки этого возраста отсутствуют), но уже в оленекском веке в обмен растениями включаются хвойные. Они представлены одинаковыми родами в Западной Европе, Китае и Сибири — на территориях, которые совсем недавно были обособлены друг от друга.

С начала триаса, со времени возникновения корвунчанской флоры и ее аналогов в Китае, на месте Атлантического и Катазиатского царств палеозоя возникает единая Европейско-Синийская область Лавразиатского царства. Она частично захватывает также внешний пояс Ангарского царства (в Китае) где в конце перми была развита татариновая флора. Остальная часть Ангарского царства обособляется в Сибирскую палеофлористическую область. Различия во флорах этих территорий в триасе на ранг ниже, чем в палеозое, причем плевромейевые распространяются по всей Евразии независимо от границ фитохорий.

Присутствие плевромейевых, очень близких друг к другу, на Таймыре и в Индии, в Китае и Тасмании свидетельствует не только об уничтожении барьеров

Таблица 12. Сопоставление флористических комплексов конца перми — начала триаса

Система	Отдел	Ярус	Западная Европа	Восточная Европа и Мангышлак	Сибирь	Северный Китай	Южный Китай
1	2	3	4	5	6	7	8
Триас	Средний	Анзийский	Мергели с Voltzia в Рекоаро Voltzia Вольпиревский песчанник Equisetites Echynostachys Anomopteris Neuropteridium Crematopteris Zamites Baiera Aetophyllum Albertia Voltzia Yuccites Willsiostrobus Darneya Sertostrobus	Хозбулакский Pleuromeia Карадуанский Pleuromeia	Путоранский Lobatannularia Много папоротников, Scutophyllum Lutuginia Quadrocladus	Эрманы Pleuromeia Annalepis Bernoullia Cladophlebis Aipteris Nilssonia Taeniopteris Glossophyllum Voltzia Podozamites Pityophyllum	Юннинжен Annalepis Equisetites Линьен Neuropteridium Albertia Voltzia Aetophyllum Masculostrobus
			Золлинг Pleuromeia Schizoneura Equisetites Anomopteris Neuropteridium Voltzia Yuccites Хардеген Pleuromeia Equisetites Pecopteris Neuropteridium Voltzia Willsiostrobus Yuccites	Караджатский Pleuromeia Петропавловский Pleuromeia Equisetites Neocalamites Voltzia Carpolithes Долмакинский Pleuromeia Рыбинский Pleuromeia Sphenobaiera Elatocladus	Дуругинский Tomostrobus Neokoretrophylites Много папоротников Madygenia Tatarina Edyndella Voltzia Quadrocladus Elatocladus Darneya Willsiostrobus	Хэшань Pleuromeia Annalepis Neocalamites Anomopteris Voltzia Yuccites Samaropsis Tricranolepis	Вехний Дончуань Elatocladus
	Нижний	Оленекский	Нижняя часть пестрого песчаника без ископаемых	Усть-березовский Tomostrobus Glossophyllum	Тутончанский Tomostrobus Arthropitys Neokoretrophylites Schizoneura Много папоротников Glossophyllum Tersiella	Людзя Pleuromeia Phyllothea Neocalamites Crematopteris Taeniopteris Yuccites Willsiostrobus (редко)	Нижний Дончуань Annularia Lobatannularia Cladophlebis Lepidopteris Gigantopteris

Таблица 12 (окончание).

1	2	3	4	5	6	7	8
Пермь	Верхняя		Цехштейн Neocalamites Sphenopteris Lepidopteris Taeniopteris Schenobaiera Cordaites Pseudovoltzia Ulmannia Quadrocladus Masculostrobos	Татарский Pecopteris Peltaspermopsis Tatarina Stiphorus Glossophyllum Lepidopteris Phylladoderma Rhapidopteris Sphenarion Sashinia Dvinostrobos Quadrocladus Geinitzia	Дегалинский Преобладают корданты	Суньцзя Pseudovoltzia Dodoxylon	Чансин Преобладают гигантоптериды

между фитохориями, но и о климатических изменениях. По всей вероятности, в первой половине триаса был жаркий климат с максимальным уравниванием условий на разных широтах. Если исключить плевромейевые, то различие флор Европейско-Синийской и Сибирской областей выражается прежде всего в составе папоротников: в первой — небольшое количество однообразных ксерофитных папоротников, во второй — изобилие и разнообразие папоротников. Последнее, скорее всего, говорит о большей влажности, так как значительная разница в температуре исключается, исходя из анализа плауновидных. О сухости Европейско-Синийской области можно судить по возрастанию роли хвойных и их более крупным размерам, чем в Сибирской области. Дикроридиевая флора южных материков также, по-видимому, характеризует более влажные условия при высоких температурах (присутствие плевромейевых).

Главная особенность раннетриасовой фитогеографии — присутствие плевромейевых, которые не считаются с зональностью. Только после их вымирания в середине триаса фитогеографическая зональность приобретает нормальный вид, сохраняющийся и в более позднее время [Вахрамеев, 1970].

Этапы развития флор при переходе от палеофита к мезофиту

Термины „палеофит“ и „мезофит“ ввел в русскую литературу А.Н. Криштофович [1957], который установил в истории развития растительности четыре длительно существовавшие флоры (полихронные, по его терминологии), последовательно сменявшие друг друга. К палеофиту он отнес флоры девона, карбона и нижней перми, а к мезофиту — флоры верхней перми, триаса, юры и нижнего мела. Мезофит А.Н. Криштофович разделил на две части: палеомезофит (флоры верхней перми и триаса) и неомезофит (более молодые флоры). С.В. Мейен [1972] рассматривал флоры верхней перми как постпалеофитные, относя постпалеофит к заключительной фазе палеофита. Ее особенностью он считал изменение общего облика флоры только за счет вымирания доминантов палеофитного царства без появления новых групп растений. При этом на первый план вышли те растения, которые были незаметны ранее — пельтаспермовые птеридоспермы и хвойные.

С моей точки зрения [Добрускина, 1982], к тому же этапу относятся флоры первой половины триаса. Они также характеризуются доминированием хвойных, птеридоспермов и палеофитных папоротников — без появления новых групп расте-

ний. Флоры конца перми и первой половины триаса с незначительным содержанием типично мезофитных групп растений (диптериевых, цикадовых, беннеттитовых, гинкговых, чекановскиевых, мезофитных хвойных) более тесно связаны с палеофитными флорами и рассматриваются как относящиеся к заключительной фазе палеофита. Мезофит начинается с середины триаса — с ладинского века, когда в изобилии появляются все перечисленные систематические группы.

На первом этапе (ладинский и карнийский ярусы) эти новые группы сосуществуют с древними хвойными, папоротниками и птеридоспермами, перешедшими сюда из палеофитных флор. Последние практически вымирают в начале норийского века, с которого начинается средний мезофит. Ранняя фаза мезофита (см. табл. 11), как и заключительная фаза палеофита, являются переходными этапами от палеофита к мезофиту: первая из них более тесно связана с мезофитом, вторая — с палеофитом. Поэтому более логичным представляется считать границей палеофита и мезофита середину триаса — примерно границу анизийского и ладинского ярусов.

Разумеется, при наличии переходных этапов границы всегда будут условны. Не случайно А.Н. Криштофович [1957] в табл. 3, показывающей длительность полихронных флор, границу между палеофитом и мезофитом отнес к середине перми, а в тексте начало мезофита указывает в самом конце триаса. Такое противоречие вызвано переходным характером флор конца перми и первой половины триаса и невозможностью провести единственную резкую границу.

Тем не менее отнесение позднепермских флор к зомезофиту кажется менее обоснованным, так как древние хвойные и пельтаспермовые птеридоспермы, считавшиеся раньше мезофитными элементами, в изобилии существовали только в переходных флорах и практически вымерли к началу типичного мезофита — в конце триаса (к началу существования лепидоптериевой флоры). Лепидоптериевая флора по распределению растений и соотношению основных групп растений очень близка к флорам ранней и средней юры и может рассматриваться с ними как единый этап развития флор (средний мезофит или основная фаза развития мезофита). В поздней юре мезофит вступает в следующую фазу своего развития (поздний мезофит), которая заканчивается в середине мелового периода.

По комплексам мнеспор в Северном полушарии [Добрускина, Ярошенко, 1982, 1983] выделяется шесть последовательных этапов, которые находятся в соответствии с выделенными по макрофлоре этапами развития триасовых флор.

Заключение

Широкое распространение плауновидных в первой половине триаса создает впечатление, что в это время возникли особые условия, ранее не существовавшие, не повторяющиеся позже в геологической истории. Они оказались особенно благоприятными для своеобразных плауновидных семейства *Pleuromeiaceae*. Одной из причин экспансии плауновидных было заметное потепление, отразившееся в миграции растений из низких в высокие широты. Эти растения сумели распространиться на огромные территории, которые в то время представляли собой однообразную экологическую нишу.

Все остальные растения оказались приуроченными к нескольким ограниченному региону. Г. Реталлак [Retallack, 1977] связывает расцвет плауновидных в первой половине триаса с кризисом, имевшим место на границе палеозоя и мезозоя. Плауновидные, по его мнению, заполнили освободившиеся ниши, из большей части которых они были вытеснены вновь после наступления нормальных условий для развития всей растительности.

Самый интересный момент в раннетриасовой истории растений — то, что эта странная экспансия плевромейевых, продолжавшаяся примерно 20 млн лет, никак не сказалась на ходе развития "нормальных" флор, испытывавших в это

время одну из крупнейших перестроек (переход от палеофита к мезофиту). В этой перестройке плевромейевые не принимали никакого участия, если не считать вытеснения ими на время представителей "нормальных" флор на ограниченные территории. Вольтциевая и корвунчанская флоры тем не менее успешно продолжили свое развитие, дав потомство (сцитифилловую флору), широко распространившееся в мезозое по всем материкам. Они, являясь основой хорошо известных мезофитных флор, оказались главным стволом филогенетического древа.

Не исключено, однако, что "нормальные" флоры были распространены в первой половине триаса гораздо шире, чем это известно сейчас. Анализируя палеонтологический материал [Добрускина, 1976], я пришла к выводу о такой большой связи верхнепермских и верхнетриасовых групп животных и растений, что отсутствие данных по нижней половине триаса можно объяснить только неполнотой геологической летописи. В отношении палеоботанических материалов эта уверенность окрепла через несколько лет. "Отсутствие данных о флорах первой половины триаса вызвано исключительно неполнотой геологической летописи; вне всякого сомнения в начале триаса на этой территории существовала флора типа цехштейновой флоры и флоры пестрого песчаника" [Добрускина, 1982, с. 83]. Открытие флоры цехштейна [Wang, 1983] и пестрого песчаника [Kimura, 1984] в Китае, а также корвунчанской флоры в Верхоянье показало, что эти типы флор действительно были распространены шире, чем представлялось ранее.

В монодоминантных захоронениях плауновидных на 200—300 отпечатков плевромейевых можно встретить всего 2—4 остатка растений других систематических групп (папоротников, хвойных, гинкговых, птеридоспермов). Следовательно, последние существовали одновременно с плевромейевыми, но в иных местах обитания. В захоронения они практически не попадали, если не считать огромного количества стволов членистостебельных плохой сохранности, которые также произрастали вдали от мест захоронения и испытали длительный перенос.

Иными словами, наше недостаточное знание растительных ассоциаций связано не с действительным вытеснением их плауновидными в течение раннего триаса, а с неполнотой геологической летописи и тафономическими причинами. Отсутствие местонахождений "нормальных", т.е. связующих палеофитные и мезофитные флоры растительных ассоциаций, надо искать не столько в резко изменившихся условиях существования растений в раннем триасе, сколько в условиях захоронения в осадках и их последующем уничтожении в процессе горообразования и денудации. Для правильного понимания причин столь бурной экспансии плауновидных в раннем триасе не следует переоценивать кризис на границе палеозоя и мезозоя, так как "нормальные" растительные ассоциации благополучно пережили этот кризис, дав устойчивое потомство (мезофитную флору). Даже в раннем триасе они занимали обширные территории, пока выпадающие из нашего поля зрения.

Относительная роль плауновидных не казалась бы нам столь значительной, если бы были известны местонахождения других растительных групп, о которых мы можем только догадываться. Для сохранения в ископаемом состоянии плауновидных большую роль сыграло их произрастание по берегам морей и океанов, что дало им возможность попасть в захоронения, а их спорам широко распространиться по всему свету.

**ПОЗДНЯЯ ЮРА:
ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ**

Поздняя юра — один из тех отрезков геологического времени, на протяжении которого происходили важнейшие изменения морской биоты. Развитие и широчайшее распространение ряда важнейших групп органического мира (аммоноидеи, бухииды, фораминиферы и др.) создало предпосылки для разработки детальной стратиграфии морских отложений верхней юры различных палео-зоогеографических провинций, областей и поясов. Состояние биологического прогресса многих групп органического мира обусловило высокую плотность видовых популяций и широкие ареалы видов, что обеспечило возможности удаленной корреляции разновозрастных отложений различных палеобиохорий.

Фораминиферы благодаря их массовости, разнообразию и практически повсеместной встречаемости приобрели для решения этих задач исключительное значение. Их роль становится особенно важной при изучении закрытых областей, а также при океанических исследованиях, основанных полностью на материалах бурения. Значение фораминифер не исчерпывается только их использованием для детального расчленения разрезов и их надежного сопоставления. Они дают большие возможности для разработки новых методов, без которых современную стратиграфию трудно представить. Это методы экостратиграфии и бассейнового анализа, межрегиональной корреляции и палеобиогеографии, разработки параллельных стратиграфических шкал по разным эколого-систематическим группам и многие другие.

Конечная цель этих исследований — разработка единой фораминиферовой стратиграфической шкалы верхней юры. На пути к конечному результату совершенствовались и уточнялись наши представления о развитии данной группы юрской биоты, формулировались критерии зональной стратиграфии по фораминиферам и понятия зоны, как важнейшего стратиграфического подразделения. Рассмотрение методических вопросов и является целью настоящей работы.

За последнее десятилетие фораминиферовая стратиграфия юры сделала огромный шаг вперед, поднявшись на новую качественную ступень. Эти успехи — результат работы коллектива микропалеонтологов, объединенных в нашей стране в рабочую группу по верхней юре. Как всякий научный коллектив, группа обладала большими возможностями, прежде всего в смысле широты территориального охвата материала.

С начала 70-х годов внимание микропалеонтологов было устремлено на разработку зональных фораминиферовых шкал по отдельным регионам СССР. Наиболее молодые юрские отложения — кимериджский и волжский ярусы — детально изучены в пределах Волжской провинции Бореально-Атлантической области. По фораминиферам здесь было предложено зональное подразделение этого стратиграфического интервала с установлением девяти зон; четыре из них имели более дробное деление [Даин, Кузнецова, 1971, 1976]. Отложения кимериджского и волжского ярусов изучались и в Западной Портландской провинции [Кузнецова, 1979]. Выделенные в стратотипе волжского яруса стратиграфические единицы по фораминиферам удалось проследить и частично детализировать в английских разрезах.

Зональная схема всей верхней юры от келловеев до волжского яруса включительно для большей части регионов СССР разработана в 1979 г. коллективом авторов [Биостратиграфия..., 1982]. Однако в ней отсутствовали данные по Крыму. Этот пробел был восполнен, когда на основе изучения развития и смены комплексов фораминифер была предложена для Крыма зональная шкала всей верхней юры от келловеев до титона [Кузнецова, 1983; Кузнецова, Горбачик, 1985].

В основе всех указанных схем лежит изучение филумов и филогенетических групп тех родов фораминифер, которые благодаря быстрой эволюции и широкому географическому распространению приобрели важнейшее значение для страти-

Таблица 13. Зональное расчленение верхнеюрских отложений по фораминиферам в некоторых регионах мира

Ярус	Полъярус	Восточно-Европейская платформа [Биостратиграфия..., 1982, с изменениями]		Англия [Кузнецова, 1979]	Швеция [Norling, 1972]	ФРГ Франкон, Альб [Groiss, 1970; Munk, 1978]	Франция [Guyader, 1968]	О-в Мадагаскар [Espitalie, Sigal, 1963]	Восточные и северные районы СССР [Биостратиграфия..., 1982, с изменениями]	Южные районы СССР [Биостратиграфия..., 1982]		
Волжский	Верхний	nodiger	Lenticulina muesteri		Фораминиферы не встречены	Lenticulina muendensis			Ammodiscus vetaranus – Evolutinella emeljanzevi	Слон с Quenqueloculina verbizhiensis – Trocholina elongata		
		subditus	Ammobaculites aquilonicus – Marginulina impropria									
		fulgens	Placopsilina sp. – Actaculus polyhimnius									
	Средний	nikitini	Lenticulina ponderosa – Saracenaria pravoslavievi	Spirofrondicularia rhabdognioides – Lenticulina oligostegia	Lenticulina nuda					D	Dorothia tortuosa – Spiroplectammina vicinalis	Слон с Quenqueloculina mitchurini – Pseudocyclammina parvula
		virgatus		Flabellamina lidiae – Lenticulina ponderosa	Lenticulina ornatissima – Vaginulinopsis rectus							
		panderi		Lenticulina infravolgaensis – Saracenaria pravoslavievi	Spiroplectammina inderica – Saracenaria kazanzevi							

Таблица 13 (окончание)

Ярус	Подъярус	Зона	Восточно-Европейская платформа [Биостратиграфия..., 1982, с изменениями]	Англия [Кузнецова, 1979]	Швеция [Norling, 1972]	ФРГ Франкф., Альб [Croiss, 1970; Munk, 1978]	Франция [Cruader, 1968]	О-в Мадагаскар [Espitalie, Sigal, 1963]	Восточные и северные районы СССР [Биостратиграфия..., 1982, с изменениями]	Южный районы СССР [Биостратиграфия...,1982]	
Келловейский	Верхний	lamberti	Lenticulina tumida – Epistomina elschankaensis		Saracenaria phacdra – S. oxfordiana	e3		B	Dorotia insperata – Trochammina rostovzevi	Lenticulina tumida – Epistomina elschankaensis	
		athleta				e2				Saracenaria costata – Epistomina mosquensis	
	Средний	coronatum	Lenticulina cultratiformis – L. pseudocrassa			e1		A	Recurvoides singularis	Lenticulina sculpta – L. praeussiensis	
		jason				d2			C Haplophragmoides memorabilis		
	Нижний	calloviense	Haplophragmoides infracalloviensis – Guttulina tatariensis						C Riyadhella sibirica		
		macracephalus									
	Батский	discus									
		aspidoideis									

графии отложений этого возраста. Среди бентосных форм к ним относятся роды *Lenticulina*, *Astacolus*, *Saracenaria*, *Ophthalmidium*, *Pseudolamarckina*, *Epistomina* и др. За последние годы первостепенное значение получили планктонные фораминиферы родов *Conoglobigerina* и *Globuligerina* из семейства *Favusellidae*.

То обстоятельство, что фораминиферовая зонация опирается не на одну какую-либо группу (в юре это не может быть достигнуто), имеет как положительные, так и отрицательные стороны. Положительное значение такого подхода заключается в следующем. Основываясь на эволюции нескольких основных параллельно развивавшихся групп, региональные шкалы, как и единая фораминиферовая шкала, отражают общее развитие фораминифер на протяжении юры. Видоиндексы зон не просто являются самыми многочисленными и характерными видами, но представляют собой последовательные звенья единой эволюционной цепи.

Именно этот эволюционно-этапный подход к выделению зон позволил сопоставить существенно различные по систематическому составу и структуре сообщества и фаунистические группировки, населявшие позднюрские акватории нашей страны и за ее пределами. В настоящее время имеются данные о зональной последовательности верхнюрских фораминифер в бассейнах Европы, Северной Америки, Сибири, Индии, Мадагаскара, Атлантического и Индийского океанов. Эти данные очень разнородны по своей полноте и детальности, что связано прежде всего с типом бассейна и особенностями населявшей его фауны. В известной мере сказывается степень изученности материала и различие в подходе к выделению зон по фораминиферам (табл. 13).

Из огромного многообразия акваторий, занимавших в поздней юре обширные пространства, можно выделить два основных типа — геосинклинальные и платформенные. Состав накапливавшихся в них морских осадков, скорость седиментации и мощности отложений, характер населявшей эти бассейны фауны были существенно различны. В СССР встречаются оба типа юрских палеобассейнов, что позволило детально изучить и сравнить их особенности.

В геосинклинальных бассейнах представлены осадки различных батиметрических зон — от сублиторальной до батимальной. В них накапливались мощные толщи карбонатных (Малый Кавказ, Западный Крым), терригенно-карбонатных или чисто терригенных отложений (Яно-Колымская складчатая система). Мощности осадков достигали нескольких тысяч метров. В поздней юре в этих областях отмечаются проявления активного вулканизма (система островных дуг Малого Кавказа), в результате чего осадочные отложения перемежаются с разнообразными вулканитами. Характерно также накопление флишевых и флишеподобных толщ.

В бассейнах платформенного (эпиконтинентального) типа характер седиментогенеза существенно иной. В пределах Восточно-Европейской платформы, а также в Центральной и Северо-Западной Европе мелководные шельфовые акватории были в юре областью накопления терригенно-карбонатных (преимущественно песчано-глинистых и глинисто-алевритовых) отложений. Глубины бассейнов редко превышали 200 м, т.е. не выходили за пределы шельфовой зоны. Арктическая палеозоогеографическая область и некоторые прилегающие к ней регионы Бореально-Атлантической области характеризовались формированием терригенных осадков, мощность которых иногда достигала сотен метров, обычно же — не превышала нескольких десятков метров. На примере юрских отложений Севера СССР показано, что существует обратная пропорциональная зависимость между скоростью осадконакопления и объемами осадков, с одной стороны, и площадью морского бассейна — с другой [Палеогеография..., 1983]. Однако эта зависимость справедлива лишь для эпиконтинентальных бассейнов седиментации.

Скорость осадконакопления в значительной мере связана с типом седимен-

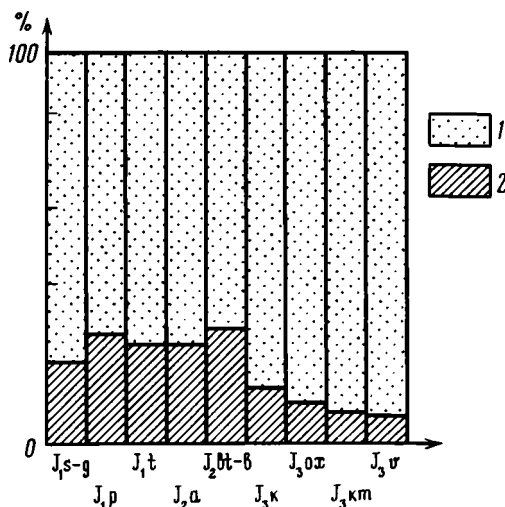


Рис. 26. Соотношение объемов осадков в геосинклинальных и платформенных морях [Палеогеография..., 1983]

Осадки: 1 — платформенные, 2 — геосинклинальные

тационного бассейна, что для юрского времени достаточно наглядно проявляется в соотношении объемов осадков в геосинклинальных и платформенных акваториях (рис. 26).

Естественно, что каждый тип бассейна и присущий ему характер седиментогенеза определяли и тип населявшей этот бассейн донной фауны. Существенное влияние на развитие биоты оказывал климатический фактор. Распределение и состав фораминиферных сообществ, среди которых в юре резко доминировали бентосные группы,

непосредственно зависели от основных абиотических факторов. Это дало основание для выделения нескольких крупных типов фауны фораминифер [Gordon, 1970; Басов, 1974], а в их пределах — различных фаунистических группировок, отражающих региональные особенности акваторий, дифференциацию физико-географических условий и фациальных обстановок [Кузнецова, 1979].

В эпиконтинентальных бассейнах Бореально-Атлантической области был развит нодозариидово-эпистоминидовый тип фауны фораминифер, в котором преобладали бентосные секретионные фораминиферы с радиально-лучистой структурой стенки (Nodosariidae, Ceratobuliminidae, Polymorphinidae), а также присутствовали планктонные фораминиферы (Favusellidae). По своему характеру эта фауна умеренно теплолюбивая, субтропического типа.

В арктических и субарктических акваториях обитали сообщества бентосных фораминифер, названные В.А. Басовым по доминантным семействам нодозариидово-аммодисцидовым типом фауны [Басов, 1974; Басов и др., 1972]. Наряду с нодозаридами, типичными для первого типа фауны, здесь в массовом количестве присутствуют агглютинирующие фораминиферы (Ammodiscidae, Trochamminidae, Ataxofragmiidae, Lituolidae). В видовых ассоциациях они в ряде случаев резко преобладают в количественном отношении, а в отдельных частях арктических акваторий комплексы приобретают монотаксонный характер.

Третий тип фауны, выделенный В.А. Басовым, приурочен к бассейнам Тетиса и по составу доминантных групп назван цикламминидово-павонитинидовым. Преобладающими по количеству и значению являются формы с агглютинирующей раковиной и сложной лабиринтовой стенкой (Lituolidae, Cyclamminidae) и секретионные фораминиферы с фарфоровидной (Miliolidae) и стекловатой стенками раковины (Spirillinidae, Involutinidae).

По своим температурным особенностям эта фауна теплолюбивая, тропического и субтропического типа, содержащая многочисленных эндемиков на уровне родов и семейств [Gordon, 1970; Басов, 1974]. Существенные различия систематического состава указанных типов фауны, обусловленные палеофациальными и климатическими условиями бассейнов, которые они населяли, вызывают большие затруднения при сравнении и корреляции вмещающих их отложений. Для решения этой задачи исследования шли по двум направлениям, взаимосвязанным и дополняющим друг друга.

Прежде всего было необходимо разработать по фораминиферам детальные

местные и региональные стратиграфические шкалы, выявив все уровни последовательных преобразований комплексов и проследив их в пределах каждого конкретного региона. Как уже упоминалось выше, зональные подразделения основывались не только на сменах, которые в известной мере отражали изменения фациальных обстановок, но и на развитии определенных филумов и филогенетических групп ряда важнейших родов фораминифер. Иначе говоря, каждое зональное подразделение отвечало определенному этапу эволюции этих групп. Сравнение данных по разным регионам позволило выявить закономерный характер этих эволюционных преобразований, их одновременность и однонаправленность [Басов и др., 1975], отражающие общий ход эволюции данной группы организмов.

Второй путь решения проблемы корреляции разнофациальных отложений — использование для стратиграфического расчленения различных эколого-систематических групп фораминифер: секретионного бентоса, агглютинирующего бентоса и планктонных форм. Поскольку сообщества цикламниново-павонитинидового типа приурочены в основном к карбонатным фациям Тетических бассейнов и могут быть исследованы только в шлифах, нами был выделен еще один эколого-систематический тип юрских фораминифер: бентосная фауна карбонатных фаций (табл. 14).

Метод разработки параллельных шкал по различным экологическим группам фораминифер для стратиграфического расчленения отложений был использован при изучении этих пород в пределах Канадского атлантического шельфа [Gradstein, 1976; Ascoli, 1976] и северной части Восточно-Европейской платформы [Яковлева, Азбель, 1983].

Таким образом, анализ различных групп фауны с учетом их экологических особенностей ("бассейновая стратиграфия") позволил составить для верхней юры всей территории СССР параллельные фораминиферовые стратиграфические шкалы, которые могут быть использованы как "ключ" для перехода от местных шкал к региональным, а затем и к общей шкале.

При определении объемов и границ стратиграфических подразделений по фораминиферам принимался во внимание не только качественный (систематический) состав сообществ, но и количественные изменения различных групп видов. Все виды, присутствующие в тех или иных слоях, подразделялись на следующие категории: появляющиеся в данном стратиграфическом интервале; исчезающие в этом интервале; ограниченные данным интервалом; транзитные. Изменение процентных соотношений указанных групп в разрезе оказалось очень показательным.

В качестве примера использования количественного критерия для стратиграфических целей можно привести зональное подразделение верхнеюрских отложений Крыма, где наблюдение над последовательными изменениями комплексов фораминифер в непрерывных разрезах Судакского синклиория позволило выявить следующие закономерности. Максимальное количество впервые появляющихся видов отмечается в нижнем келловее, нижнем оксфорде, нижнем кимеридже, нижнем и верхнем титоне. Одновременно резко снижается численность транзитных видов. Эти стратиграфические уровни характеризуются и другими особенностями. Именно к ним приурочено появление в разрезе планктонных фораминифер (*Conoglobigerina* и *Globuligerina*) и кокколитофорид, наибольшее процентное содержание агглютинирующих бентосных фораминифер, наибольшее число видов узкого стратиграфического диапазона, наибольшее число видов с широким ареалом распространения. Иными словами, указанные уровни отмечены существенным и всесторонним обновлением состава фораминиферовых сообществ, что позволило уточнить положение границ зональных подразделений (рис. 27).

Причины таких разнообразных и при этом одновременных изменений фаунистических ассоциаций могут быть очень различны — начало трансгрессий, обеспе-

Таблица 14. Зональное расчленение верхней юры борейального и тетического поясов в пределах СССР

	Планктон	Секреционный бен- тос	Агглютинирую- щий бентос	Бентос карбонат- ных фаций	
Ярус	Виды-индексы фораминифер				
	суббореальные и тетические	суббореальные	суббореальные и арктические	тетические	
				терригенные фации	карбонатные фа- ции
1	2	3	4	5	6
Волжский	Globuligerina terquemi	Lenticulina muen- steri — Astaculus aquilonicus	Ammodiscus vete- ranus — Evolutinel- la emeljanzevi	Feurtillia fre- quens — Pfenderi- na neocomiensis	Trocholina alpi- na — Pseudo- cyclammina maun- tanica
		Spirofrondicularia rhabdogonioides — Lenticulina oligo- stegia	Dorothia tortuosa — Spiroplectammi- na vicinalis	Pseudocyclammina parvula — Nauti- loculina oolithica	
		Lenticulina pon- derosa — Sarace- naria pravoslavlevi			
	Globuligerina stellapolaris	Lenticulina undori- ca — Pseudola- marckina bieleckae	Ammobaculites hap- lophragmoides — Verneulinoides ki- rillae	Verneulinoides ki- rillae — Mesoen- dothyra sp.	
Кимеридж- ский		Lenticulina vistu- lae — Pseudola- marckina pseudorja- sanensis	Ammobaculites ve- rus — Haplophrag- mium monstratus		Everticyclammina virguliana — Al- veosepta personata
	Globuligerina parva	Lenticulina kuz- netsovae — Episto- mina praetariensis	Haplophragmoides canuiformis — Spi- roplectammina sup- rajurassica	Alveosepta perso- nata — Torinosuella peneropliformis	
Окфорский	Не выделены	Lenticulina russien- sis — Epistomina uhligi	Recurvoides dispu- tabilis	Alveosepta jaccar- di — Nubeculinella gigantocamerata	
	Globuligerina oxfordiana	Ophtalmidium stru- mosum — Lenticu- lina brestica	Ammobaculites to- bolskensis — Tro- chammina oxfor- diana	Haplophragmium coprolithiformis se- quanium — Vernei- linoides favus	Kurnubia pala- stinensis — Chof- fatella tingitana
		Ophtalmidium sag- gitum — Lenticu- lina brueckmanni		Haplophragmium suprajurassicum — Marssonella juras- sica	

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Келловей- ский	Globuligerina meganomica	Lenticulina tumi- da — Epistomi- na elschankaensis	Dorothia inspira- ta — Trochammina rostovzevi	Ammobaculites in- gushteticus — Nu- beculinella parasi- tica	Lituosepta comp- ressa
		Lenticulina cultra- tiformis — Lenticu- lina pseudo- crassa		Marssonella done- ziana — Nubeculi- nella oolithica	
	Globuligerina calloviensis	Lenticulina sculp- ta — Lenticulina praerussiensis	Ammodiscus gran- iferus — Haplo- phragmoides infra- calloviensis	Recurvoides ven- tosus — Ammodis- cus colchicus	

Примечание. Таблица составлена А.А. Григалисом, К.И. Кузнецовой, С.П. Яковлевой.

чивающих привнос видов-иммигрантов из других акваторий, поступление водных масс из открытых частей океанических бассейнов и изменение в системе трофических связей, активизация эволюционного процесса, стимулированного обновлением условий обитания и необходимостью соответствующей адаптации и др. Каковы бы ни были причины этих преобразований, существенно одно: необходимость различать изменения, происходящие под воздействием фациально-экологических факторов, и те преобразования, которые связаны с общим ходом эволюции данной группы и могут лишь замедляться или ускоряться под влиянием внешних условий.

Последние представляют основной интерес для разработки общей стратиграфической шкалы и выделения единых фораминиферовых зон. Поэтому эволюционный подход к установлению зональных подразделений опирается на изучение этапности развития фораминифер в конкретных филогенезах видовых и родовых групп фораминифер. Этапность, как проявление общего процесса эволюции, наблюдается более четко в крупных палеозоохориях. В более мелких палеобасейнах, где сильнее сказывается влияние местных экологических факторов, она распознается менее заметно [Григалис, Кузнецова, 1987].

Преобразование фаунистических сообществ требовало времени, иногда очень длительного. Наблюдая последовательное изменение и развитие фораминифер, в непрерывных разрезах юры мы в большинстве случаев не можем установить линейные границы стратонев. Эти рубежи являются как бы объемными, отвечая интервалу времени перестройки сообществ. Проблема "переходных слоев", или "пограничных слоев", — одна из сложных проблем стратиграфии. Положение границы стратонев подчас различно трактуется исследователями в зависимости от того, какой принцип они принимают для их определения.

Руководствуясь не просто появлением или исчезновением одного-двух зональных видов, а развитием всего комплекса (т.е. наступлением этапа эволюции), мы выделяем для характеристики зоны виды-индексы, диагностические виды и сопутствующие. Объем зонального подразделения устанавливается не по биозонам этих важнейших видов, а, как правило, по их эпиболям, поскольку биозоны видов обычно шире и эволюционное появление или исчезновение вида нередко фиксируется в различных разрезах не синхронно. Сочетание эпиблей видов-индексов и диагностических видов дает достаточно четкое и однозначное определение объема зонального подразделения и его границ.

Анализ зональных подразделений, установленных по фораминиферам в верхней

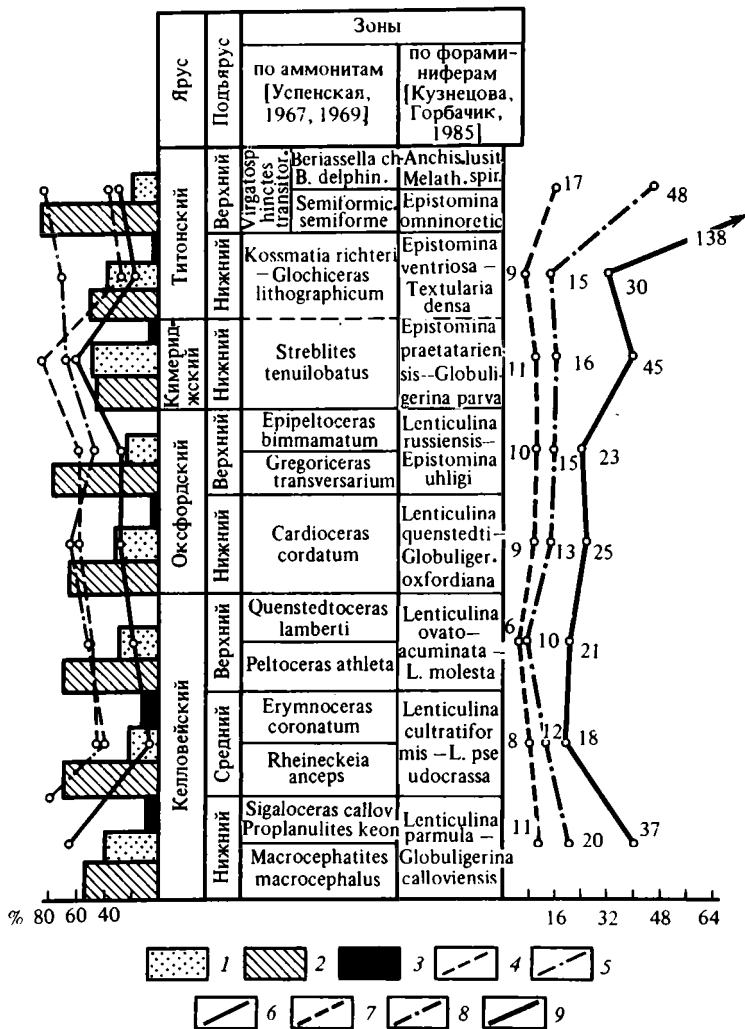


Рис. 27. Зональное подразделение верхнеюрских отложений Крыма

1—3 — фораминиферы: 1 — агглютинирующие, 2 — секреторные, 3 — планктонные; 4—6 — виды: 4 — появляющиеся, 5 — исчезающие, 6 — ограниченные данным интервалом; количество: 7 — семейств, 8 — родов, 9 — видов

юре Европы, Сибири, части Канадского атлантического шельфа и Мадагаскара, показывает, что структура и пространственная протяженность зон существенно различны. На протяжении поздней юры существуют моменты широкой нивелировки физико-географических условий, которым соответствуют однородные по своей структуре, пространственно широко распространенные зоны. Их можно рассматривать как изохронные, четко прослеживающиеся не только в смежных провинциях одной палеозоохории более высокого порядка — областей и поясов.

В моменты усиливающейся дифференциации физико-географических условий зона по своей структуре неоднородна, "мозаична" и пространственно более узко локализована. Сравнивая зональные фораминиферовые схемы для некоторых регионов мира (см. табл. 13), можно отметить, что наибольшая детальность достигнута для расчленения верхнеюрских отложений Бореально-Атлантической

области, в том числе для Волжской и Портландской провинций, а также для северных и восточных районов СССР, относящихся к Арктической и частично Бореально-Атлантической области. Все указанные регионы изучались советскими микропалеонтологами. Успех стратиграфических исследований объясняется не только заслугами советской микропалеонтологической школы, но и полнотой и представительностью разрезов, а также детальностью их изучения.

В пределах Бореально-Атлантической палеозоогеографической области, где расположены все стратотипы верхнеюрских ярусов, в поздней юре обитали богатейшие по составу фораминиферовые сообщества (нодозариидово-эпистоминидовый тип фауны по В.А. Басову), которые оказались наиболее перспективными для выявления стандартной последовательности фораминиферовых зон. Известную положительную роль сыграла и более высокая степень изученности этих фаун и детальная привязка видовых сообществ фораминифер к аммонитовой шкале в разрезах, насыщенных аммоноидеями.

Рассмотрим зональную последовательность юрских фораминиферовых стратотипов (табл. 15), разработанную для территории СССР [Стратиграфия..., 1985]. Эта схема является результатом обобщения материалов по следующим регионам Советского Союза: Восточно-Европейской платформе (Балтийская синеклиза, Днепровско-Донецкая впадина, Северо-Западный Донбасс, Московская синеклиза, Печорская синеклиза, Ульяновско-Саратовский прогиб, Прикаспийская впадина, Припятский прогиб), Стрыйскому прогибу, Мангышлаку, Крыму, Северному Кавказу, Малому Кавказу, складчатой системе южного склона Большого Кавказа и северной периферии Грузинской глыбы, Юго-Западному Гиссару, Копетдагу.

Стратиграфическая схема верхнеюрских отложений от келловея до волжского (титонского) яруса включает 11 фораминиферовых зон. Из них шесть являются общими для Тетического и Бореального поясов, т.е. их можно рассматривать в качестве субглобальных зон. Остальные пять зон значительно различаются по составу зональных комплексов фораминифер, что отражает существенно различные условия формирования этих сообществ (см. табл. 15).

Анализ фораминиферовых зон верхней юры СССР показывает, что они соответствуют по объему двум-трем аммонитовым зонам, т.е. в большинстве случаев отвечают подъярусу. Следует отметить, что зоны региональных стратиграфических схем характеризуются меньшим объемом и дают более детальное расчленение разрезов по отдельным регионам. Подразделение юрских отложений крупнейших регионов СССР по фораминиферам — первый этап при разработке единой фораминиферовой стратиграфической шкалы. Выделение зон может быть достигнуто путем корреляции региональных и провинциальных шкал. При корреляции отложений в пределах региона или палеобассейна используются группы видовых таксонов, которые являются общими для сопоставляемых разрезов. При однотипных фаунистических ассоциациях это обычно не вызывает затруднений. Более сложным случаем представляется сопоставление отложений разных палеозоохорий, характеризующихся различными по составу сообществами фораминифер, имеющих малое число общих таксонов. В этом случае используются следующие критерии: 1) существование смешанных ассоциаций (фауна "переходного" типа), 2) смещение границ палеозоохорий и миграция фауны, 3) выявление видов — коррелянтов. Остановимся на этих вопросах подробнее.

На территории СССР можно выделить несколько районов, где присутствуют разрезы с чередующимися зонами смежных палеозоогеографических провинций (областей). Так, в зональной шкале Тимано-Печорской области в волжском ярусе присутствуют зоны восточно-европейской и северо-сибирской шкал. Фациальные переходы и резкую смену систематического состава фораминиферовых ассоциаций можно наблюдать на очень небольших расстояниях. С.П. Яковлевой удалось проследить единую последовательность в развитии данной группы, включающей элементы разных палеобиогеографических провинций [Яковлева, 1974, 1976а,б].

Таблица 15. Единые фораминиферовые зоны верхней юры СССР

Ярус	Подъярус	Зона по аммонитам	Зона по фораминиферам	
			Бореальный пояс	Тетический пояс
Волжский	Верхний	nodiger	Lenticulina muensteri —	Не выделена
		subtitus		
		fulgens	Astacolus aquilonicus	
	Средний	nikitini	Lenticulina ponderosa — Saracenaria pravoslavlevi	
		virgatus		
		panderi		
	Нижний	pseudoscythicus	Verneulinoides kirillae — Pseudolamarckina bieleckae	
		sokolovi		
		klimovi		
Кимериджский	Верхний	autissiodorensis	Haplophragmium monstratus — Pseudolamarckina pseudorjasanensis	
		endoxus mutabilis		
	Нижний	cymodoce	Lenticulina kuznetsovae —	Alveosepta personata —
		baylei	Epistomina praetatarensis	Torinosuella peneropliformi
Оксфордский	Верхний	pseudocordata	Lenticulina russiensis —	Alveosepta jaccardi —
		decipiens	Epistomina uhligi	Epistomina nemunensis
		cautisnigrae		
	Средний	transversarium	Ophthalmidium strumsum-	Ceratolamarckina sub-speciosa — Trocholina transversarii
		plicatilis	Lenticulina brestica	
	Нижний	cordatum	Ophthalmidium saggitum — Globuligerina oxfordiana	
		mariae		
Келловейский	Верхний	lamberti	Lenticulitina tumida — Epistomina elschankaensis	
		athleta		
	Средний	coronatum	Lenticulina cultratiformis — Lenticulina pseudocrassa	
		jason		
	Нижний	calloviense macrocephalus	Haplophragmoides infracal-loviensis — Guttulina — tatarsiensis	Lenticulina sculpta — Lenticulina praerussiensis

Большой интерес представляют Днепровско-Донецкая впадина и северо-западная окраина Донбасса, где Д.М. Пяткова [1970, 1974, 1975] выявила разрезы с фораминиферами типично бореального характера (волжские ассоциации) и отчетливо тетического облика (титонские комплексы).

Не менее показательны для изучения смешанных фаун разрезы верхней юры Стрыйского прогиба. Оксфордские ассоциации фораминифер включают виды, характерные для южных районов СССР (Северный Кавказ, Большой Балхан). Наряду с ними присутствуют виды, широко развитые в центральной части Восточно-Европейской платформы [Дулуб, 1963, 1972; Дулуб, Терешук, 1972; Биостратиграфия..., 1982].

На всей территории СССР, как и в Западной Европе, можно найти лишь несколько регионов, смежных палеобиохорий, где в то или иное время были развиты смешанные ассоциации фораминифер. В юрских разрезах большинства других районов СССР такие смешанные фауны отсутствуют и сопоставление с одновозрастными отложениями как сопредельных, так и удаленных территорий опирается на немногочисленные общие виды или виды-коррелянты, обычно принадлежащие к космополитным фораминиферам.

При составлении единой стратиграфической фораминиферовой шкалы верхней юры отдельные регионы были объединены в три крупных региона — южные районы СССР, Восточно-Европейская платформа, северные и восточные районы СССР. Это деление условно, поскольку оно, строго говоря, не отвечает ни структурному, ни палеобиогеографическому принципам. Однако такое последовательное объединение и укрупнение регионов позволяет перейти от частных разрезов к обобщенным, от региональных зон — к единым.

Заканчивая краткий обзор материала по развитию фораминифер в поздней юре и их использованию для стратиграфии и корреляции, необходимо отметить некоторые острые проблемы, выявившиеся в процессе работы.

Это, прежде всего недостаточная изученность специфических ассоциаций фораминифер в карбонатных отложениях южных регионов СССР и, как результат этого, — невозможность их надежной корреляции с одновозрастными отложениями зарубежных территорий. Несомненно, что сопоставление по фораминиферам наиболее перспективно для отложений сходных фациальных типов, т.е. по комплексам, сформировавшимся в близких фациальных условиях. Резкое отличие южных бассейнов с карбонатным осадконакоплением от эпиконтинентальных шельфовых акваторий Бореального пояса создает труднопреодолимые сложности при их корреляции. Одним из путей практического решения этой проблемы может быть детальное изучение разрезов тетического типа с чередованием плотных карбонатных пород с песчано-глинистыми терригенными слоями, содержащими одновозрастные, но резко различные по составу танатоценозы фораминифер. В то же время, перспективно изучение последовательной смены фораминиферных сообществ на фоне латеральных фациальных переходов и изменения состава отложений и фаун на площади.

Ближайшей целью мы считаем изучение фораминифер из областей карбонатного осадконакопления в СССР и разработку по ним зональной шкалы. Без этого трудно подойти к корреляции отложений юга СССР с их возрастными и фациальными аналогами из Южной Европы, Средиземноморья, Африки, Ближнего Востока, Карибского бассейна. Последнее необходимо для создания единой субглобальной стратиграфической шкалы юрской системы по фораминиферам.

Субаэральные вулканогенные толщи, перспективные на многие рудные полезные ископаемые, широко развиты в нашей стране. Они относятся к трудной расчленяемым и плохо коррелируемым геологическим образованиям [Методика..., 1980]. Особенно сложна корреляция разрезов при изучении вулканогенных толщ контрастного состава, характеризующихся чрезвычайно резкой фациальной изменчивостью (вследствие локальных излияний вулканитов различного состава) и отсутствием маркирующих горизонтов.

При изучении стратиграфии субаэральные вулканогенные образования, лежащей в основе многих тектонических и формационных разработок, применялись главным образом петрографо-стратиграфические и вулканологические методы. Значение фитостратиграфических исследований часто недооценивалось, что отразилось в отсутствии соответствующих рекомендаций в руководствах по геологической съемке вулканогенных толщ. Одной из причин этого является весьма распространенное мнение, что в силу специфики накопления вулканогенные толщи редко содержат представительные комплексы растений [Практическая..., 1984].

Специальные работы, проводившиеся нами в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, а также опыт исследований в других районах (девон Казахстана и др.) показали, что именно специфика формирования вулканогенных толщ может способствовать захоронению разреженных, но богатых по видовому составу тафоценозов, образующихся в условиях расчлененного рельефа, пестрого состава растительных ассоциаций и массовой их гибели при интенсивных пеплопадах [Лебедев, 1983б].

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс мелового возраста протягивается на 3000 км вдоль Тихоокеанского сектора нашей страны. Основной объем сложен вулканитами контрастного состава. Пояс является тектонотипом краевых вулканогенных поясов и перспективен на полезные ископаемые, связанные с процессами позднемезозойского вулканизма. Формирование их приурочено к определенным возрастным интервалам. Все это заставляет обращать особое внимание на тщательное изучение стратиграфии вулканогенных образований. Кроме того, многие стороны палеовулканической деятельности не могут быть поняты без детального изучения стратиграфии.

Между тем специальные фитостратиграфические исследования, включающие прослеживание по флористическим данным разновозрастных вулканогенных толщ, выяснение их соотношений со стратотипами и т.п. в Охотско-Чукотском поясе до последнего времени практически не проводились. В результате многие геологические карты, составленные ранее для этих районов, по существу, являлись литологическими, что в условиях резкой фациальной изменчивости вулканитов нередко приводило к ошибкам в стратиграфии, а следовательно, и в сделанных выводах.

В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на основе многолетних палеоботанических работ мы выделили девять фитостратиграфических горизонтов от берриас-валанжина до кампана включительно (табл. 16).

Матийский горизонт (берриас-валанжин). Определено 38 видов. Характерно сочетание *Cladophlebis aff. multinervis* Golova, *Sagenopteris* sp., различных *Ctenis*, в том числе *Ctenis anyuensis* Philipp., *Ginkgo ex gr.*, *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer, различных *Pseudotorellia*. Часто встречаются *Czekanowskia*, *Ginkgo*, *Sphenobaiera*, *Phoenicopsis*. Хвойные редки. Присутствуют *Ctenis* с зубчатым краем и *Aldania*. *Ctenis anyuensis* описан из морских верхнеюрских отложений [Филиппова, 1972], а *Ginkgo adiantoides* и *Aldania* появляются только с раннего мела. Флора сходна с илинурекским комплексом Западного Приохотья (берриас), датированным по морской фауне, и с ынгырским Якутии (берриас-валанжин).

Ядринский горизонт (ранний альб). Характерны *Osmunda denticulata* Samyl., *Neozamites*, *Heilungia*, *Desmiophyllum* ex gr. *magnum* (Samyl.) Samyl. По сочетанию этих форм, заметному участию цикадофитов комплекс относится к флорам буоркемюсского типа, широко распространенным в осадочных отложениях Северо-Востока СССР и залегающим на морских верхнеаптских слоях [Самылина, 1974]. Горизонт залегает после крупного перерыва в вулканогенных образованиях.

Еманринский горизонт (средний альб). Определено 47 форм. Комплекс включает *Cladophlebis arctica* (Heer) Sew., *Adiantopteris*, *Neozamites*, *Sphenobaiera biloba* Pryn., *Sequoia* aff. *minuta* Sveshn., *S.* ex gr. *concinna* Heer, *Dicotyledones* spp. Покрытосеменные редки, представлены фрагментами мелких листьев, неопределимых до рода. От более древнего ядринского (буоркемюсского) горизонта отличается появлением побегов *Sequoia*. По залеганию над ядринским, сопоставлению с флорами Северной Аляски, датируемыми по фауне [Smiley, 19726], а также по принадлежности к концу первого этапа развития покрытосеменных (баррем — средний альб, по В.А. Вахрамееву [1981]), еманринский горизонт отнесен к среднему альбу.

Ариндоский горизонт (поздний альб). Определено 55 видов. Типичны *Gleichenia*, *Birisia* aff. *ochotica* Samyl., *Taeniopteris*, *Desmiophyllum* ex gr. *magnum* (Samyl.) Samyl., *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Pagiophyllum triangulare* Pryn., *Menispermities*. От более древнего горизонта отличается исчезновением *Neozamites*, появлением *Cephalotaxopsis heterophylla*, *Thuja setacea*, большим разнообразием покрытосеменных, присутствием несомненных *Menispermities*. Сходен с баранджинской флорой Охотско-Чукотского пояса [Самылина, 1974].

Амкинский горизонт (ранний сеноман). Характерно доминирование хвойных, сочетание *Metasequoia cuneata* (Knowlt.), *Chaney*, *Araucarites* ex gr. *anadyrensis* Krysh., *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry. По залеганию ниже дукчандинской флоры, одновозрастной гребенкинской, которая датирована по фауне, отнесен к раннему сеноману. По климатостратиграфическим построениям может относиться к концу альба. В северных районах пояса флора этого типа называлась аркагалинской, но она соответствует только верхнеамкинскому уровню. От более древнего ариндоского горизонта отличается резким доминированием хвойных, присутствием *Metasequoia*, *Trochodendroides*, а в средней и верхней частях — *Queeuxia*.

Амкинский горизонт подразделяется на три подгоризонта (снизу вверх): уенминский подгоризонт (49 видов) — кроме видов, общих для всего амкинского горизонта, характерны *Nilssonina*, *Sphenobaiera* ex gr. *orientalis* Vachr. et E. Lebed; усть-амкинский подгоризонт (58 видов) — от нижнего подгоризонта отличается появлением нередких *Queeuxia angulata* (Lesq.) Krysh. и *Arctobaiera*; гырбыканский подгоризонт (55 видов) — от среднего подгоризонта отличается повышением разнообразия покрытосеменных, появлением *Taeniopteris*, *Sphenobaiera*, *Libocedrus* и нередких *Isoetes onkilonicus* Krysh.

Дукчандинский горизонт (сеноман—ранний турон). Определено 42 вида. К типичным таксонам принадлежат *Birisia*, *Taeniopteris*, *Sphenobaiera*, *Araucarites anadyrensis* Krysh., *Menispermities* aff. *favosus* Krassil., *Platanus embicola* Vachr., "*Credneria*" ex gr. *grewiopsoides* Holl., *Grebenkia*. От амкинского горизонта отличается преобладанием покрытосеменных, относительной редкостью хвойных, повторным (после отсутствия в амкинских слоях) появлением *Birisia*, *Menispermities* (и их разнообразием). Флора одновозрастна типовому гребенкинскому комплексу, датированному по морской фауне.

Кетандинский горизонт (поздний турон—коньяк). В спорово-пыльцевом спектре, установленном П.И. Битюцкой, характерно разнообразие пыльцы *Triporcates*. Среди макроостатков присутствуют *Platanus cuneifolia* Vachr., *P. newberiana* Heer, крупнолистные *Trochodendroides notabilis* Herman, *Menispermities*, *Ne-*

Таблица 16. Схема корреляции меловых субаральных вулканогенных образований
Охотско-Чукотского пояса по палеоботаническим данным

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Флора	Преддуг- джурский прогиб	Ульинский сектор
Меловая	Палеогеновая	Верхний	Сенон	Маастрихт		Хакаринская свита
				Усть-эмунерэтский		Делокачанская толща
				Аянкинский		8?
				Сантон		7
			Коньяк	Кетандинский	Тунумская свита	6
			Турон	Дукчандинский		Ульинская серия ("Амкинская свита")
			Сеноман	Амкинский	Мотаринская свита	5в 5б
						5а
			Нижний	Верхний		4
				Средний	Магейская свита	3
				Нижний		Еманринская свита
				Апт-готерив		2
			Матийский	Валанжин	Немуйканская свита	Учуликанская свита
				Берриас		

Примечание. 1 – 9 – номера сборов флоры из горизонтов: 1 – матийского, 2 – ядринского, 3 – еманринского, 4 – ариндского, 5 – амкинского (5а – уейминского – нижнеамкинского – подгоризонта, 5б – усть-амкинского – среднеамкинского – подгоризонта, 5в – гырбыканского – верхнеамкинского – подгоризонта), 6 – дукчандинского, 7 – кетандинского, 8 – аянкинского, 9 – усть-эмунерэтского.

lumbites. Наблюдается увеличение роли хвойных после снижения их значения на предыдущем дукчандинском этапе.

Аянкинский горизонт (ранний кампан). Обнаружено более 50 видов. Характерны *Macclintockia ochotica* Herman, *Quercus tchucotica* Abram., "Acer" aff. *arcticum* Heer, крупнолистные *Viburnum*. Покрытосеменные *Macclintockia ochotica* и *Quercus tchucotica* распространены в раннекампанских верхнебыстринской и барыковской флорах Северо-Востока СССР, возраст которых датирован по фауне.

Усть-эмунерэтский горизонт (средний кампан). Около 50 видов. Преоб-

Охотский сектор		Пенжинско-Анадырский сектор	Центрально-Чукотский сектор	Восточно-Чукотский сектор
	Мыгдыкитская свита	Атвувеемская свита	Энмываемская свита	Танюнерская свита
		Коньевкайская толща	9	
		9		
		8		
Чинганджинская свита	Верхи Туромчинского разреза			
7	7?	Макковеемская свита	Чаунская серия	6?
	Аганская толща	6		Слой с пунини ран-ской флорой
Наяханская и таватумская свиты	Ольская свита	5в		5в
	Улынская свита	5б		Леурваамская свита
	Хольчанская свита	Окланская свита	5а	5
Зоринская свита	Арманская свита	Тылхойская свита	Алькаквуньская свита	Этелькуюмская свита
4?	4?		4?	
Топтанская свита		Вилуйкинская толща	Этчикуньская толща	
		3		
Омсулчанская свита		Ненеитская и акаткавеемская свиты	Кукевеемская толща	
2		2		2
	Хасынская свита	Крестовореченская толща	Слой с Buchia	Слой с Buchia
	1?	1		

ладают покрытосеменные *Quercus tchucotica* и мелколистны *Trochodendroides*. Хвойные редки. Обнаружены *Phoenocopsis*, *Sphenobaiera*, *Arctopteris* aff. *rarytkensis* Vassil. Усть-эмунерэтская флора наследует предыдущую, поскольку в верхах аянкинских слоев появляются мелколистны покрытосеменные, аналогичные эмунерэтским. Ранее эта флора по небольшим сборам относилась к сеноману.

Выделенные горизонты имеют продолжительность около 3—4 млн лет (подгоризонты амкинского уровня до 1,5 млн лет), что дает достаточно дробную основу для разработки стратиграфии вулканогенных толщ.

Относительно возраста субазальных вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса имеются различные точки зрения. Существует мнение, что их возраст ограничивается альбом—сеноманом [Белый, 1977, 1982]. Фитостратиграфические исследования показали, что Охотско-Чукотский пояс формировался в течение всего мелового периода, возможно захватывая начало палеогена. Но основной объем пояса действительно формировался в короткий промежуток: поздний альб — ранний сеноман.

На основе палеоботанической корреляции вулканогенных образований в Охотско-Чукотском поясе выделяются три основных этапа вулканизма: 1) андезитовый (берриас—валанжин); 2) контрастный, слагающий основной объем пояса (альб—сенон), позже в вулканическую паузу отлагались маломощные в основном осадочные отложения (кампан); 3) платобазальтовый (верхи мела — низы палеогена по данным абсолютного возраста). Первый и второй этапы разделены региональным предальбским перерывом, прослеживающимся до Аляски.

Многие исследователи не включают в пояс андезиты нижнего этапа. Однако на юге пояс является структурой резко наложенного типа, начиная с берриас-валанжинских андезитов, прослеженных по северо-западному борту пояса на 800 км. Они располагаются в основании вулканогенного разреза и залегают с несогласием на породах разного возраста (от архея до триаса и юры) и различных структур. Поэтому здесь "нижние" андезиты всегда включались в состав пояса. Другое дело, что первоначально они датировались аптом—альбом [Геология..., 1970], а сейчас, по палеоботаническим данным, установлен их берриас-валанжинский возраст. На севере вследствие миграции максимального вулканизма на запад от внутренней зоны пояс становится структурой резко наложенного типа только с альб-раннесеноманского времени. "Нижние" андезиты здесь отмечаются во внутренней зоне пояса, например, на п-ове Тайгонос [Некрасов, 1976].

Существенно, что этапность вулканизма и длительность развития Охотско-Чукотского пояса совпадают с таковыми более молодого Сихотэ-Алинского (южная часть) вулканогенного пояса [Лебедев, 1982а]. Совпадают продолжительности общего развития этих поясов (75—80 млн лет), первых двух этапов (45—50 млн лет) и этапа контрастного вулканизма (25—30 млн лет.)

Фитостратиграфические исследования позволяют значительно уточнить геологическое строение и историю развития вулканотектонических областей, синхронизировать процессы вулканизма в различных структурах. Это имеет большое значение для практики геологосъемочных работ, в том числе и при поисках рудных полезных ископаемых, связанных с процессами позднемезозойского вулканизма. Для примера обратимся к Ульяновскому прогибу, одному из крупнейших структурных элементов Охотско-Чукотского пояса. Палеоботанические исследования здесь проводились в комплексе с общегеологическими работами (ПГО "Аэрогеология").

Ульяновский прогиб (около 350×170 км) располагается в южной части пояса. На подстилающих породах меловые вулканы залегают с несогласием и конгломератами в основании. Первоначально стратиграфия прогиба основывалась на представлениях о циклическом характере вулканизма (чередовании горизонтов кислых и основных вулканитов). Позднее была показана резкая фациальная изменчивость вулканогенных толщ.

Основой для последующих работ послужила стратиграфическая схема Г. Н. Чертовских [1964], который выделил (снизу вверх): палеотипные эффузивы, дальнинскую, учуликанскую, амкинскую, хетанинскую, уракскую и хакаринскую свиты. Комплексный геолого-биостратиграфический подход позволил нам вместе с сотрудниками ПГО "Аэрогеология" [Громов и др., 1978, 1980] выделить: учуликанскую (андезиты, в основании туфоконгломераты), еманринскую и амкинскую (вулканиты пестрого состава) свиты, делокчанскую (в основном осадочную с прослоями лигнитов) толщу и хакаринскую (базальты) свиту. Уточнены воз-

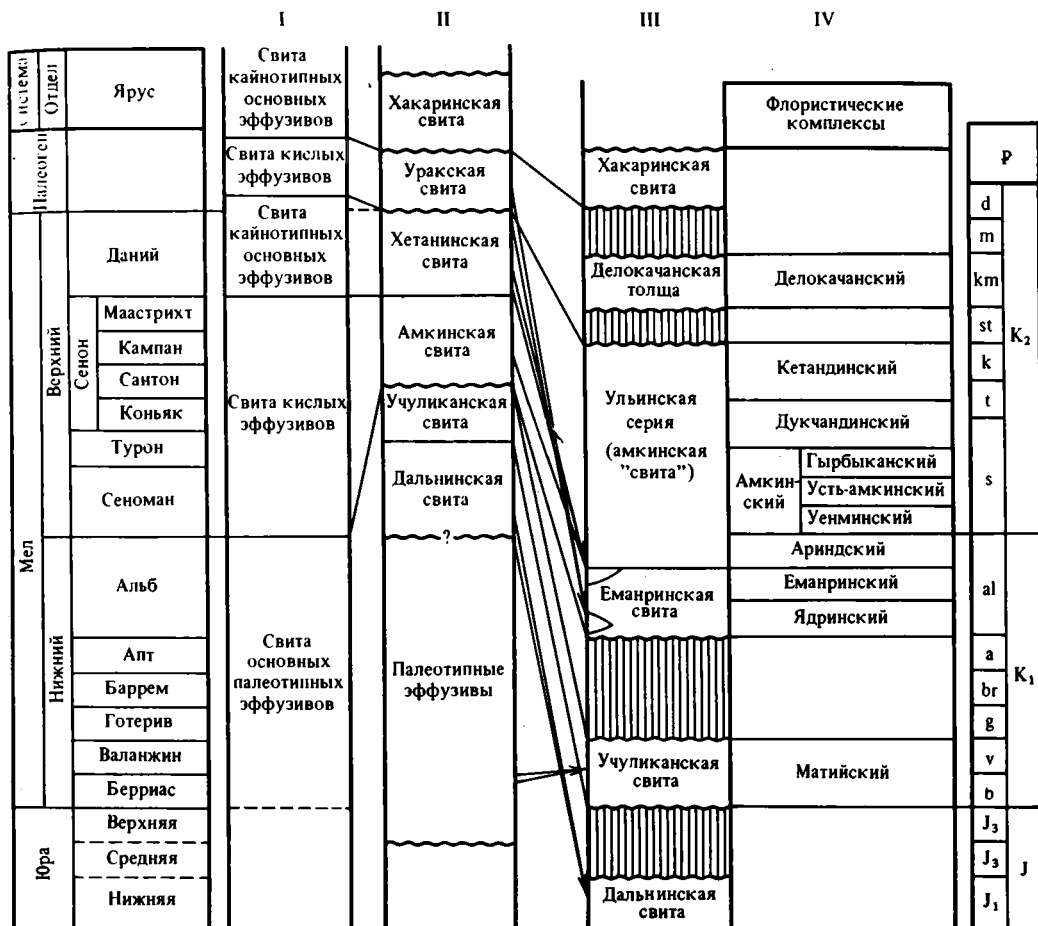


Рис. 28. Стратиграфические схемы вулканогенных образований Ульяновского прогиба по данным различных исследователей

I — С.И. Федотова (1945 г.), II — Г.Н. Чертовских (1957 г.), III — В.В. Громова и Е.Л. Лебедева (1977 г.), IV — Е.Л. Лебедева (1979 г.)

Стрелки — уточнение положения в разрезе некоторых выделенных ранее толщ и стратотипов свит

раст и последовательность установленных ранее подразделений. Оказалось, что стратотипы "хетанинской и уракской свит", помещавшиеся выше амкинской, располагаются ниже ее и входят в состав еманринской свиты. Дальнинская свита (юра) входит в комплекс пород, подстилающих вулканогенный разрез. Ранее она относилась к сеноману (рис. 28).

Из сравнения схем геологического строения Ульяновского прогиба, составленных по геолого-фитостратиграфическим (рис. 29) и петрографо-стратиграфическим данным, видно, что ранее в состав свит нередко включались сходные по составу, но разновозрастные тела. Так, например, по литологическому сходству были отнесены к одному уровню андезиты учуликанской свиты (берриас—валанжин) по западному борту прогиба и андезиты бассейна р. Гырбыкан (сеноман), приуроченные к его центральной части. Иными словами, наименование свиты здесь являлось только синонимом петрографического состава конкретных вулканических полей.

Геолого-фитостратиграфические материалы (см. рис. 29) позволили принци-

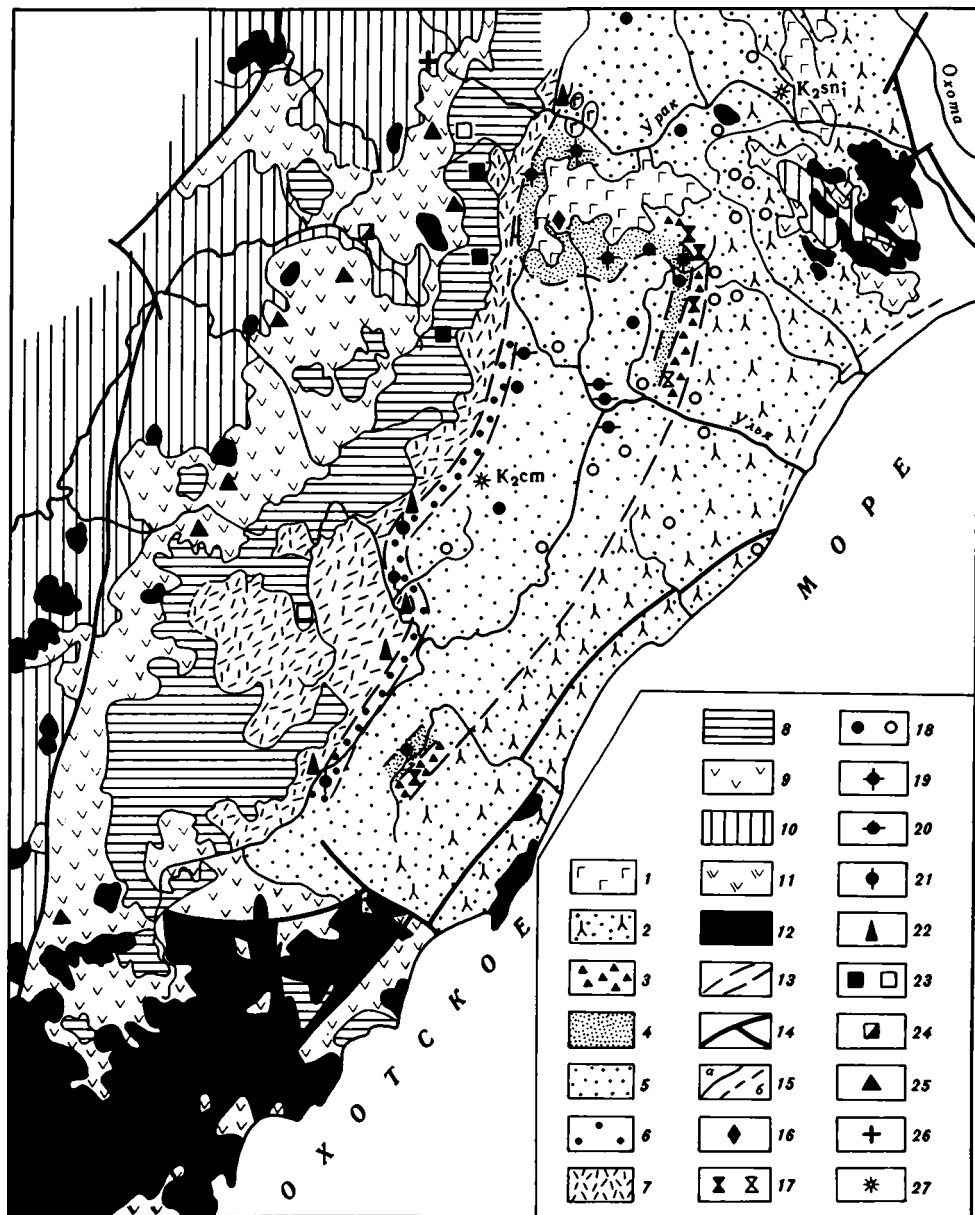


Рис. 29. Схема геологического строения Ульяновского прогиба [Лебедев, 1983б]

1 — хакаринская свита; 2—7 — ульянская серия (=амкинская "свита"): 2 — ульянская серия нерасчлененная (турон—сенон), 3 — дукчандинский горизонт, 4—6 — подгоризонты амкинского горизонта (4 — гырбыканский, 5 — усть-амкинский, 6 — усминский), 7 — усминский; 8 — смирнинская свита; 9 — учуликанская свита; 10 — породы основания (архей, палеозой, мезозой); 11 — джелонская (?) свита; 12 — меловые гранитоиды; 13 — простираение фито-стратиграфических горизонтов; 14 — основные зоны разломов; 15 — границы свит: а — достоверные, б — предполагаемые; 16—26 — основные местонахождения ископаемых растений, комплексы: 16 — делокачанский (кампан), 17 — дукчандинский (сеноман — ранний турон), 18 — амкинская флора нерасчлененная, 19 — гырбыканский, 20 — усть-амкинский, 21 — усминский, 22 — ариндский (поздний альб), 23 — смирнинский (средний альб), 24 — ядринский (ранний альб), 25 — матийский (берриас—валанжин), 26 — юрская флора; 27 — места взятия спорово-пыльцевых проб и их возраст, по П.И. Битюцкой

Примечание. Незакрашенные знаки — сборы с небольшим количеством видов

пиально по новому представить схему строения Ульинского прогиба. Оказалось, что вместо мозаичного, как считалось ранее, распространения отдельных "свит", вулканогенные толщи различного возраста, определяемого палеоботаническими методами, последовательно сменяют друг друга от более древних (берриас—валанжин) на западе к более молодым (сеноман—сенон) в центральной и восточной частях прогиба.

Таким образом, фитостратиграфические исследования имеют большое, а в ряде случаев определяющее значение при разработке стратиграфии субаэральных вулканогенных образований контрастного состава. Конечно, палеоботанические исследования необходимо проводить в комплексе с геологическими и палеовулканологическими работами при одновременном решении собственных для фито-стратиграфии задач.

Палеоботанические исследования в вулканогенных областях характеризуются рядом особенностей по сравнению с подобными работами среди осадочных отложений. Флоры Охотско-Чукотского пояса населяли возвышенные местообитания вулканически активной области, захоронения склоновой растительности могли сохраняться здесь вследствие компенсационного характера вулканогенных структур. Флоры достаточно специфичны — изменения климата сказывались на них более резко, чем на равнинных флорах. Это облегчает выявление ряда климатически обусловленных особенностей в развитии переходных от мезофита к кайнофиту флор. Одновременно, поскольку флоры служат хорошим индикатором климатических изменений, облегчается и обратная задача — реконструкция изменений палеоклимата по составу флористических комплексов. По составу и развитию флоры пояса отличаются от флор, произраставших в равнинных условиях, где повышена, например, роль термофильных растений. В результате необходимо выделить опорных флористических комплексов непосредственно из вулканогенных образований в пределах пояса.

Сборы флоры в вулканогенных толщах — трудоемкий процесс [Лебедев, 1983а]. Но возможность крупных сборов даже в небольших линзовидных включениях (до 25—45 видов) облегчает корреляцию удаленных разрезов, создание опорных флористических комплексов и решение других задач фито-стратиграфии вулканогенных образований. Небольшие сборы растительных остатков в вулканиках, проводимые попутно с общегеологическими работами, как показывает практика, не дают должных результатов. Их следует рассматривать как непредставительную выборку (случайные сборы) из возможного набора видов данной флоры, что ведет к искажению ее возраста. Сведение в общий список небольших сборов, исходя из синхронности на основе литологического сходства вмещающих вулканитов, нередко приводило к последовательной цепи ошибок в датировке возраста вулканогенных разрезов и стратиграфических построениях.

Местонахождения ископаемых растений могут отсутствовать на участках, сложенных лавовыми потоками. В этих случаях простирающие вулканогенные толщ между флористически одновозрастными реперами экстраполируется с помощью геолого-вулканологических методов.

При изучении вулканитов, в отличие от осадочных отложений, мы не можем на основании только палеонтологического анализа непосредственно проводить границы между вулканогенными свитами и другими подразделениями. В вулканиках стратиграфические (петрографо-стратиграфические) события — это в первую очередь следы изменений в вулканической деятельности. Но биостратиграфический контроль необходим, ибо с его помощью можно выявить крупные перемены в вулканической деятельности, оценить масштабы несогласий, показать простирающие одновозрастных горизонтов, различить недолго- и долгоживущие вулканоструктуры (их роль в общем строении вулканотектонического района будет различной). Это важно, поскольку кардинальное отличие вулканогенных образований от осадочных толщ — наличие крупномасштабных синвулканических

угловых несогласий и элементарных вулканоструктур первично вулканического происхождения.

Обычно палеоботаники имеют дело с флорами из осадочных отложений, захороненными в условиях озерно-аллювиальных или приморских равнин. Поэтому изучение флор из вулканогенных структур, подобных Охотско-Чукотскому поясу, где сохраняются флоры возвышенных местообитаний, имеет большое значение и для палеоботаники.

Так, на материале Охотско-Чукотского вулканогенного пояса наблюдалось климаторекуррентное развитие флор, связанное с экстремальным похолоданием на рубеже раннего и позднего мела. В период похолодания теплолюбивые растения отступали в низины, а с началом потепления возвращались в возвышенные местообитания. Это отражалось в разрезе как повторное (рекуррентное) проникновение сходных форм, не известных в породах этапа наибольшего похолодания. Для последних типичны новые таксоны, отсутствующие ниже и выше по разрезу. Указанное явление названо нами инкурренцией [Лебедев, 1982б]. Недоучет этих процессов служит источником ошибок при разработке стратиграфии соответствующих отложений. Вероятно, подобные явления во флорах возвышенных местообитаний имели место и в другие эпохи похолоданий, например, на рубеже палеогена и неогена.

Экстремальное похолодание на рубеже раннего и позднего мела отразилось на развитии флор Сибирско-Канадской палеофлористической области в целом, где максимум развития хвойных отвечает пику похолодания климата. Синхронная климатогенная смена растительных групп названа по типовому району "амкинским климатическим эпизодом" в развитии среднемиловых флор. Он более четко прослеживается в северных районах, где развиты хвойные, и может быть использован для климатостратиграфических построений. Причиной экстремального похолодания на рубеже раннего и позднего мела, видимо, является вспышка эксплозивного вулканизма в Охотско-Чукотском поясе [Лебедев, 1982а].

В качестве климатоформирующего фактора среди множества гипотез рассматривается и вулканизм. Очень важно, что современные наблюдения отмечают глобальное распространение вулканической пыли, понижающей количество проходящей солнечной радиации и вызывающей небольшие понижения средних температур [Будыко, 1980; и др.].

Для оценки характера воздействия вулканизма на климат перспективным методом является сочетание палеоботанических и вулканологических исследований непосредственно в областях с интенсивной вулканической деятельностью в прошлом. Установленные по флоре последовательные изменения палеоклимата относительно легко коррелируются с эволюцией вулканизма, особенно вблизи температурных экстремумов.

В результате подобных работ в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и рассмотрения материалов по Сихотэ-Алинскому поясу показано, что максимумы эксплозивного супервулканизма совпадают с температурными минимумами, определяемыми по составу флористических комплексов. Подобные эпохи выделяются на границах раннего—позднего мела, позднего мела—палеогена и, возможно, палеогена—неогена. Аналогичные пики мелового эксплозивного вулканизма и связанные с ними понижения средних температур отмечались для Северной Америки [Axelrod, 1981].

Можно предположить, что эпохи эксплозивного, климатоформирующего вулканизма являются закономерным этапом в эволюции окраинно-материковых вулканогенных поясов [Лебедев, 1982а]. Как отмечает Х. Раст [1982], вулканизм зон субдукции характеризуется высоким индексом эксплозивности ("высоко — эксплозивный вулканизм", по Х. Расту). Не исключено, например, что глобальное влияние на климат оказывало длительно существующее Тихоокеанское "огненное" кольцо.

Отмечается близкое совпадение температурных пессимумов с границами систем или близкой по масштабу изменений биосферы границей раннего и позднего мела [Лебедев, 1982а]. Для выяснения вопроса, существует ли совпадение максимумов эксплозивного вулканизма с похолоданием и изменением биосферы и в другие периоды, кроме мелового, необходимо проведение аналогичных комплексных палеоботанических и вулканологических исследований и в других краевых вулканогенных поясах, входящих в состав восточноазиатской системы поясов. Хотя такие исследования очень трудоемки и потребуют значительного времени, они очень перспективны, поскольку здесь намечаются те процессы, посредством которых тектоническая деятельность Земли могла влиять на естественную периодизацию геологической истории.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕМЕЛОВЫХ ПАЛИНОКОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

Изучение палинокомплексов из мезозойских отложений, вскрытых глубоководным бурением в Атлантическом океане, имеет целью определение их стратиграфического положения, широтного распространения и уточнения границ фитогеографических провинций и областей.

За последние годы просмотрено большое количество образцов из десяти скважин Проекта глубоководного бурения в Центральной и Южной Атлантике, расположенных в различных палеофлористических провинциях или областях (рис. 30). Провинции и области выделены целым рядом исследователей [Brenner, 1976; Srivastava, 1978; Hengreen, Chlonova, 1981; Вахрамеев, 1984] на основании изучения микро- и макроостатков растений. Характеристики этих провинций и областей в главных чертах совпадают. В настоящем разделе использованы названия областей, данные В.А. Вахрамеевым [1984].

Исследованные в Атлантическом океане скважины расположены в Европейско-Синийской, Экваториальной и Австралийской областях. Состав разновозрастных комплексов в них довольно различен за счет эндемичных видов, присущих каждой из областей, и различного процентного содержания некоторых групп. В то же время имеется целый ряд космополитных видов, по которым проводится корреляция комплексов.

Возраст отложений основывается на сопоставлениях с палинокомплексами из датированных отложений на континентах, а также на привязке их к зонам, выделенным в морских отложениях по планктонным фораминиферам, наннофоссилиям и иногда по аммонитам.

Европейско-Синийская область

В этой области изучены меловые палинокомплексы из скважин 398D и 391C (см. рис. 30).

Скв. 398D пробурена в 160 км к западу от берегов Португалии, на южном склоне банки Галисия. Нижнемеловые породы в интервале 945—1740 м сложены в нижней части белыми известняками с наннофоссилиями и раиоляриями, в верхней — переслаиванием черных, темно-серых и зеленовато-серых аргиллитов. Их возраст определен по находкам аммонитов, планктонных фораминифер, наннофоссилий в пределах готерива — верхнего альба [Sibuet et al., 1979]. Из скважины проанализировано 58 образцов, споры и пыльца обнаружены в 16.

Скв. 391C пробурена вблизи центральной части бассейна Блейк-Багама. Мезозойские отложения в интервале 649—1412 м представлены в нижней части разнообразными известняками, в верхней — темными карбонатными аргиллитами. Возраст их установлен по аммонитам, фораминиферам, наннофоссилиям, спорам и пыльце в пределах титона — позднего альба [Benson, Sheridan, 1978]. Из этой

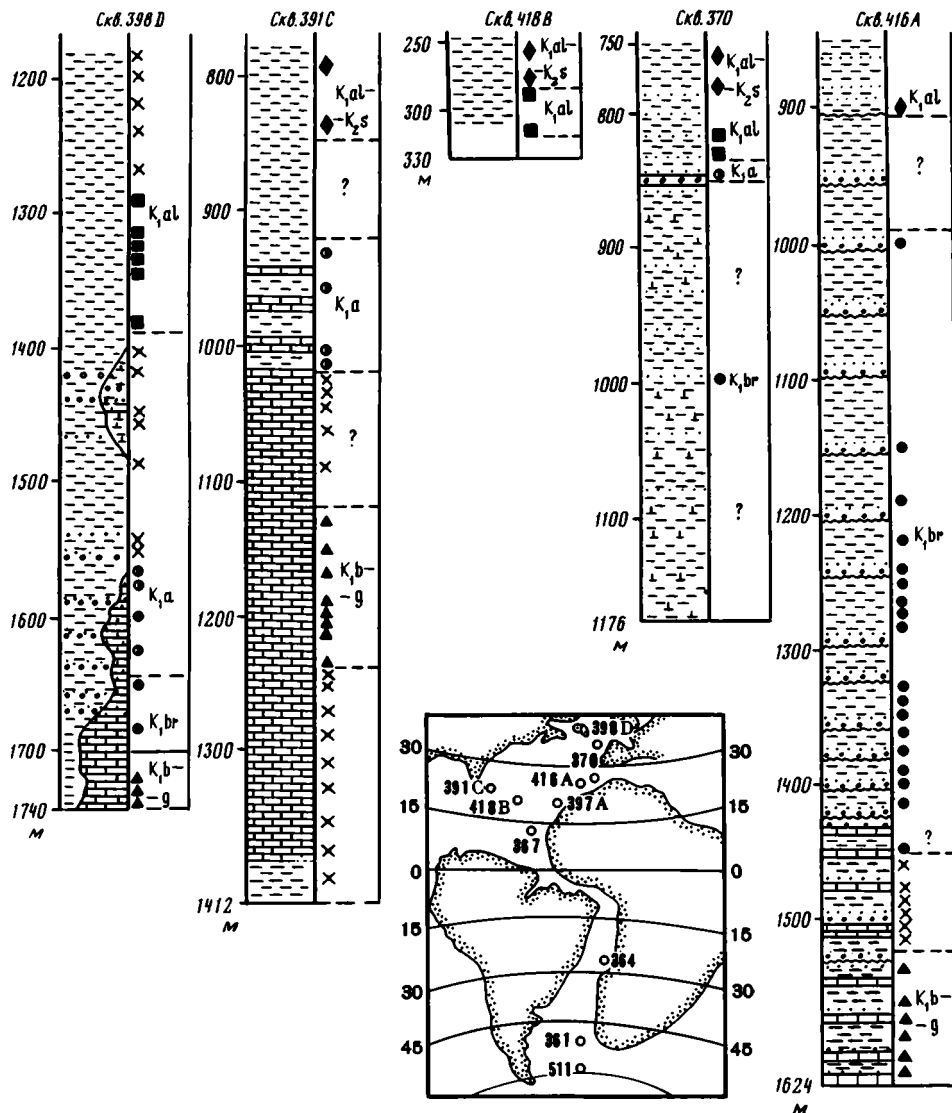


Рис. 30. Стратиграфическое расчленение нижнемеловых отложений по палинологическим данным

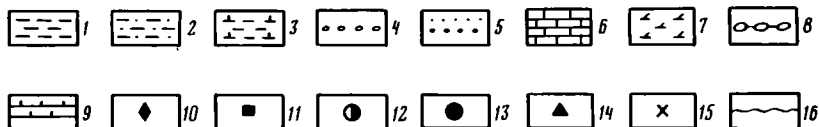
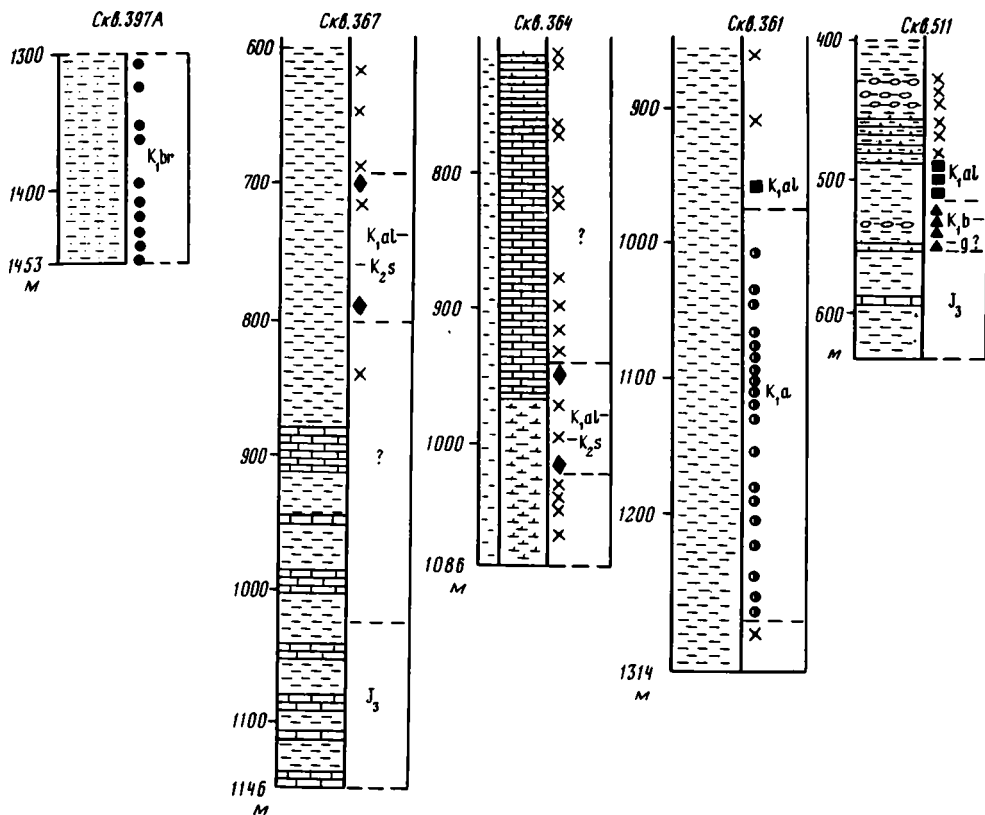
Условные обозначения к рис. 30 и 31

1—3 — аргиллиты, в том числе: 2 — песчанистые, 3 — с наннофоссилиями; 4 — конгломераты; 5 — песчаники разнотермные; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — писчий мел; 9 — наннопланктонный мел; 10—14 — палинокомплексы: 10 — верхнего альба — нижнего сеномана, 11 — нижнего среднего альба, 12 — апта, 13 — баррема, 14 — берриаса—готерива; 15 — образцы, не содержащие споры и пыльцу; 16 — турбидиты

На врезке — палеосхема Атлантического океана в меловое время

скважины изучено 44 образца, из них 14 содержали споры и пыльцу. Изучение образцов из скв. 398 и 391 позволило определить пять палинокомплексов (табл. 17).

1. Неокомский комплекс. В нем доминирует пыльца *Disaccites* и *Classopollis* sp., в меньшем количестве присутствуют *Callialasporites* sp., *Araucariacites australis*, *Cerebropollenites mesozoicus*, *Parvisaccites radiatus*, *Vitreisporites pallidus*. Кроме того, в скв. 391C обнаружены *Dicheiropollis etruscus* и *Ephedripites* sp.



Споры представлены разнообразными родами и видами, среди которых наиболее показательны *Appendicisporites parviangulatus*, *A. potomacensis*, *A. tricornitatus*, *Cicatricosisporites crassistriatus*, *C. hughesii*, *C. purbeckensis*, *Leptolepidites psarosus*, *L. epacornatus*, *Trilobosporites bernisartensis*. Многие из перечисленных видов известны из берриаса Англии [Hughes, Moody-Stuart, 1969; Norris, 1969; Dörnhöfer, Norris, 1977], берриаса—валанжина ФРГ [Dörnhöfer, 1977], Швейцарии [Pantić, Burger, 1981], Голландии [Burger, 1966; Herengreen et al., 1980] и берриаса Атлантического побережья Северной Америки [Doyle, 1983].

Добарремский возраст вышеописанного комплекса подтверждается аммонитами берриаса—валанжина скв. 391С и аммонитами готерива скв. 398D.

2. Барремский комплекс. Состав пыльцы голосеменных растений остается таким же, как и в первой комплексе. В составе спор обнаружен ряд новых видов: *Cicatricosisporites brevilaesuratus*, *Appendicisporites robustus*, *A. jansonii*, *Trilobosporites trioreticulosus*. Найдены единичные зерна одноборозной пыльцы покрытосеменных.

Все перечисленные виды не известны из добарремских отложений. Их появление в барреме Англии отмечено рядом авторов [Couper, 1958; Kemp, 1970; Hughes, 1977]. В изученном интервале скв. 398D найдены аммониты барремского возраста.

Таблица 17. Распределение спор и пыльцы (в %) в меловых отложениях Европейско-Синийской области

Пыльца и споры	Неоком		Баррем	Апт	Нижний—средний альб	Верхний альб — нижний сеномон
	Скв. 398D, интервал 1715—1740 м	Скв. 391С, интервал 1124—1238 м	Скв. 398D, интервал 1648,5—1686,5 м	Скв. 398D, интервал 1563—1629,5 м Скв. 391С, интервал 924—1019 м	Скв. 398D, интервал 1268—1411 м	Скв. 391С, интервал 782—839 м
1	2	3	4	5	6	7
Количество образцов	3	8	3	10	5	2
Споры	11,5—12	9,5—14	13,5—17,5	4—17,5	4—12	4—10
Пыльца голосеменных	88—88,5	85,5—91	82—85,5	76—95	83—92,5	76,5—83
Пыльца покрытосеменных	—	—	1—2	0—6,5	1,5—5	7—19,5
<i>Acanthotriletes varispinosus</i>		0—ед.				
<i>Cicatricosisporites orassistriatus</i>	0—ед.	0—ед.				
<i>C. hughesii</i>	0—ед.		0—ед.	0—ед.		
<i>Leptolepidites epacronatus</i>	0—ед.	0—ед.				
<i>Cooksonites</i> sp.		0—ед.				
<i>Staplinisporites caminus</i>	0—0,5	0—ед.				
<i>Foraminisporis paucispinosus</i>		0—ед.		0—ед.		0—ед.
<i>Trilobosporites bernisartensis</i>		0—ед.				
<i>Cicatricosisporites purbeckensis</i>	0—ед.	0—0,5	0—0,5			
<i>Appendicisporites parviangulatus</i>	ед.	0—ед.	0—ед.			
<i>Leptolepidites psarosus</i>	0—ед.	0—ед.	0—0,5	0—ед.		
<i>Appendicisporites potomacensis</i>	0—ед.	0—0,5	ед.—0,5	0—0,5		0—ед.
<i>Acyломurus sejunctus</i>		ед.—0,5		ед.—0,5		0—ед.
<i>Appendicisporites tricornitatus</i>	ед.	0—ед.	ед.—0,5	0—0,5	0—0,5	
<i>Cicatricosisporites apicanalis</i>		0—0,5	0—0,5	0—ед.		0—ед.

Costatoperfosporites sp.	ед. 2—5	0—0,5 ед. —4	ед.—0,5 1—2,5	ед.—0,5 1,5—3	0—0,5 1—6,5	0—ед. ед.—4
Gleicheniidites senonicus		0—ед.	0—0,5		0—0,5	
Densoisporites velatus	0—0,5	0—ед.	0—0,5	ед.—0,5	ед.—0,5	
Patellasporites sp.	ед.—0,5		0—0,5	0—0,5		
Araucariacites australis						
Callialasporites sp.	ед.—1,5 2—10	0—1 0—1	0—0,5 1—6,5	0—ед. 0—2,5	0—0,5 0—1	ед. 44,5—68,5
Cerebropollenites mesozoicus	21—40,5	36,5—68	25,5—35,5	5—82	20—59,5	4,5—16
Classopollis sp.	29,5—59,5	17,0—46	26,5—37,5	2—65,5	15,5—84	ед.—0,5
Disaccites		ед.—1,5	ед.—1	ед.—3	0—1	
Ephedripites sp.						
Parvisaccites radius	ед.—4	ед.—3	0,5—22,5	ед.—10	ед.—5	0,5—1
Vitreisporites pallidus	2—5	ед.—3	0—5,5	0—4	0,5—4	2—3
Dicheiropollis etruscus		ед.—0,5				
Aequitriradites sp.			0—ед.	0—0,5		
Cicatricosisporites brevilaesuratus			0—0,5	0—0,5		
Appendicisporites baconicus			0—0,5	0—3		
A. jansonii			0—0,5			
A. bifurcatus			0—ед.		0—ед.	
A. robustus			0—1	0—ед.		
Cicatricosisporites proxiradiatus			0—ед.	0—1	0—0,5	
Pilosisorites trichoppaillosus			0—ед.	0—ед.		
Taurocusporites segmentatus				0—ед.	0—0,5	0—ед.
Cicatricosisporites halley			0—ед.	0—ед.		0—ед.
Trilobosporites trioreticulosus			ед.—0,5		0—0,5	
Clavatipollenites hughesi				0,5—6	0,5—3	ед.—2,5

Таблица 17 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Retimonocolpites peroreticulatus Retimonocolpites sp. ? Stellatopollis sp. Cicatricosisporites venustus Monosulcites chaloneri			0—ед.	ед.—1 0—0,5 0—ед. 0—ед.	0—0,5 0—ед. 0—0,5 ед.—6,5	ед.—0,5 0—1,5 0—ед. ед.—4
Steevesipollenites dajani Afropollis jardinus Apiculatisporis babsae Appendicisporites perflexus					0—ед. 0—ед. 0—ед. 0—0,5	ед.—1 0—ед. 0—ед.
Appendicisporites erdtmanii Tricolpites crassimurus Tricolpites spp. Fraxinoipollenites venustus					0—0,5 0—ед. 0—0,5 0—ед.	0—ед. 0—1 0—1 0—ед.
Retimonocolpites dividius Retitricolpites prosimilis Rousea georgensis Psilatricolpites parvulus Tricolpites sagax Striatopollis paraneus Classopollis spinosus Steevesipollenites binodosus						ед.—3 1—4,6 ед. 0—ед. 0—ед. 0—ед. 0,5—10 ед.

3. Аптский комплекс. Он отличается наличием пыльцы *Clavatipollenites hughesii* и *Retimonocolpites peroreticulatus*.

Вид *Clavatipollenites hughesii* известен из верхов баррема и апта Англии и Атлантического побережья Северной Америки [Couper, 1958; Kemp, 1970; Hughes, 1977]; *Retimonocolpites peroreticulatus* обнаружен в апте Англии [Hughes et al., 1979], а также в барреме—апте? (или апте) Атлантического побережья Северной Америки [Doyle, Robbins, 1977].

Возраст комплекса обоснован аптскими нанофоссилиями скв. 391С и 398D (зона *Chiasiozygus litterarius*).

4. Нижне-среднеальбский комплекс. К характерным признакам этого комплекса относится появление трехбороздных зерен пыльцы покрытосеменных растений. На этом же уровне получают развитие споры *Appendicisporites perflexus*, *A. erdtmanii*, *Apiculatisporis babsae* и пыльца *Monosulcites chaloneri*. Перечисленные виды отмечены в альбе Англии [Kemp, 1970], Португалии [Groot J., Groot C., 1962], Канады [Singh, 1964].

Альбский возраст комплекса подтверждается ниже- и среднеальбскими аммонитами из указанного интервала скв. 398D.

5. Верхнеальбско-нижнесеноманский комплекс. Пыльца покрытосеменных становится разнообразней. Наиболее показательные виды — *Tricolpites sagax*, *Psilatricolpites parvulus*, *Rousea georgensis*, *Retimonocolpites dividiuus*, *Striatopollis paraneus*, *Fraxinoipollenites venustus*, *Afropollis jardinus*.

Среди голосеменных необходимо отметить *Classopollis spinosus*, известный из верхнего альба — нижнего сеномана Бразилии [Herngreen, 1973] и верхнего альба США [Srivastava, 1975]. Динофлагеллаты из этого интервала указывают на поздний альб (зона *Deflandrea vestita*).

Изученные скважины пробурены у берегов Северной Атлантики. Сква. 391С находится примерно на широте (даже несколько южнее) скв. 416 и 370, относящихся уже к Экваториальной области, но состав палинокомплексов в ней типично Европееко-Синийский. Однако ряд экваториальных элементов все же отмечается в комплексах скв. 391С. Это *Dicheiropollis etruscus*, *Steevesipollenites binodosus*, *Classopollis spinosus*, *Afropollis jardinus*. Наличие этих таксонов позволяет предполагать, что плато Блейка (скв. 391С) в меловое время находилось вблизи границы с Экваториальной областью.

Экваториальная область

В Экваториальной области изучено шесть скважин: 418В, 370, 416А, 397А, 367 и 364 (табл. 18).

Сква. 418В пробурена на южной оконечности Бермудского поднятия. Меловые отложения в интервале 250—320 м представлены темными аргиллитами, возраст их по нанофоссилиям, фораминиферам и палинологическим данным определен в пределах нижнего альба — нижнего сеномана [Donnelly, Francheteau, 1979]. Споры и пыльца выделены из семи образцов.

Сква. 370 находится в Марокканской впадине примерно в 100 км от берегов Марокко. Меловые отложения в интервале 663—1176 м сложены в нижней части переслаиванием известковистых аргиллитов, аргиллитов с нанофоссилиями, алевролитов и песчаников, а в верхней части — аргиллитами с нанофоссилиями. Возраст осадков датируется по нанофоссилиям, бентосным фораминиферам и динофлагеллатам как валанжин—сеноман [Lancelot et al., 1978]. Палинологически изучено шесть образцов.

Сква. 416А расположена в Марокканской впадине в 2 км от скв. 370. К мезозою (интервал 762—1624 м) относится толща турбидитов, состоящих из известковистых и кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов, перекрываемых пачкой переслаивания аргиллитов и алевролитов. Возраст отложений определен по

Таблица 18. Распространение спор в пыльцы (в %) в меловых отложениях Экваториальной области

Пыльца и споры	Неоком	Баррем	Апт	Нижний—средний альб	Верхний альб—нижний сеноман
	Скв. 416А, интервал 1529—1624 м	Скв. 416А, интервал 982—1450 м. Скв. 370, глубина 996 м. Скв. 397 А, интервал 1300—1453 м	Скв. 370, глубина 844 м	Скв. 418В, интервал 281,9—320 м. Скв. 370, интервал 815—834,5 м	Скв. 418В, 370, 416А, 367, 367 (интервалы см. в тексте)
Количество образцов	6	30	1	5	10
Споры	9,5—34	3—22	7	3,5—11,5	4—14
Пыльца голосеменных	66—90,5	78—97	90	79—93	60—86
Пыльца покрытосеменных	—	0—2,5	2	3,5—9,5	9—29,5
<i>Cicatricosisporites crassistriatus</i>	0—0,5				
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 6 [Котова, 1984]	0—1				
<i>C. ludbrookii</i>	0—1				
<i>Converrucosisporites venitus</i>	0—2				
<i>Trilobosporites bernisartensis</i>	0—0,5				
<i>Aequitriradites</i> sp.	0—1	0—0,5			
<i>Callialasporites</i> sp.	0—0,5	0—ед.			
<i>Cicatricosisporites apicanalis</i>	0—2	0—0,5			
<i>C. hughesii</i>	0—0,5	0—0,5			
<i>Concavissimisporites</i> spp.	0,5—9,5	0—2			
<i>Crybellosporites</i> aff. <i>berberioides</i>	ед.—0,5	0—0,5			
<i>Densoisporites misrorugulatus</i>	0—0,5	0—0,5			
<i>Duplexisporites</i> sp.	0—0,5	0—0,5			
<i>Echinatisporis</i> sp.	0—1	0—0,5			
<i>Foraminisporis paucispinosus</i>	0—0,5	0—0,5			
<i>Monosulcites</i> sp. 1	0,5—32,5	0—2			
<i>Patellasperites</i> sp.	ед.—4,5	ед.—3			
<i>Polyposiites</i> sp.	0—0,5	0—0,5			
<i>Taurocusporites reduncus</i>	0—0,5	0—ед.			
<i>Trilobosporites apiverruatus</i>	ед.—0,5	0—ед.			
<i>T.</i> aff. <i>trybotrys</i>	0—0,5	0—1			

Zlivisporis sp.	0—0,5	0—1			
Varirugosiporites sp.	0,5—1	0—0,5			
Dicheiropollis etruscus	0—6	ед. —20,5			
Araucariacites australis	0—0,5	0—1,5		0—0,5	ед. —6
Cerebropollenites mesozoicus	0—0,5	0—0,5	1	0—1	0—1
Classopollis sp.	28—74,5	57—93	79,5	41,0—85,5	39—81
Disaccites	0—1,5	0—9,5	0,5	ед. —10	0—5,5
Coronatipora valdensis	0—0,5	0—0,5			0—ед.
Ephedripites barghoornii/staplinii f. gr.	0—0,5	0—2,5	1	0—1,5	0—1
E. multicostatus	0—3,5	ед. —3	2	0—0,5	0—3,5
Ephedripites spp.	0,5—8	0—3,5		0—2	0—6,5
Eucommiidites sp.	0,5—3,5	0—2		0—6	0—2
Ginkgocycadopites sp.	ед. —11,5	0—3	ед.	0—1,5	0—1
Gleicheniidites senonicus	0—0,5	0—2	0,5	1,0—10,5	0—7,5
Klukisporites sp.	ед. —4	0—3			
Steevesipollenites sp.	0,5—7	0—1,5	1,5	ед. —2,5	ед. —6,5
Vitreisporites pallidus	0—1	0—2	ед.	ед. —19	ед. —10
Parvisaccites radiatus		0—ед.	1	0—2,5	0—3,5
Appendicisporites sp.		0—ед.	1,5	0—ед.	0—2
Cicatricosisporites apiteretus		0—0,5			
C. breviaesuratus		0—2	ед.		
C. pseudotripartitus		0—0,5			
Cicatricosisporites salardii		0—0,5			
Cicatricosisporites sp. 16 [Котова, 1984]		0—1			
Cooksonites variabilis		0—0,5			
Coptospora striata		0—ед.			
Trilobosporites canadensis		0—0,5			
T. trioreticulosus		0—0,5			
Angiospermae (monocolpate, reticulate)		0—2,5	ед.	0—1	0—3,5

Таблица 18 (окончание)

Пыльца и споры	Неоком	Баррем	Апт	Нижний—средний альб	Верхний альб—нижний сеноман
	Скв. 416А, интервал 1529—1624 м	Скв. 416А, интервал 982—1450 м. Скв. 370, глубина 996 м. Скв. 397 А, интервал 1300—1453 м.	Скв. 370, глубина 844 м	Скв. 418В, интервал 281,9—320 м. Скв. 370, интервал 815—834,5 м.	Скв. 418В, 370, 416А, 367, 364 (интервалы см. в тексте)
<i>Ephedripites boltenhagenii</i>		0—3	ед.		
<i>Cicatricosisporites proxiradiatus</i>				0—ед.	0—0,5
<i>Clavatipollenites hughesi</i>			1	ед.—1	ед.—3,5
<i>Retimonocolpites peroreticulatus</i>			1	ед.—2	0—2
<i>Afropollis zonatus</i>			ед.	0—ед.	
<i>Appendicisporites erdtmanni</i>			ед.		
<i>Cicatricosisporites venustus</i>			ед.	0—ед.	0—ед.
<i>Stellatopollis</i> sp.			ед.		
<i>Laevigatosporites ovatus</i>				0—ед.	0—0,5
<i>Perotrilites pannuceus</i>				0—1	0—2,5
<i>Tauocusporites segmentatus</i>				0—0,5	
<i>Monosulcites chaloneri</i>				0—0,5	0—2,5
<i>Retimonocolpites dividiuus</i>				0—1	0—2
<i>Afropollis jardinus</i>				0—1,5	0—8,5
<i>Retitricolpites</i> spp.				ед.—0,5	ед.—19,5
<i>Tricolpites crassimurus</i>				0—1	0—2
<i>Asteropollis asteroides</i>				0—0,5	0—1
<i>Tetradopollenites</i> sp.				0—ед.	0—5
<i>Tricolporopollenites</i> sp.				0—2	0—2,5

T. triangulus					0—ед.
Striatopollis paraneus					0—ед.
Appendicisporites perflexus					0—0,5
Elaterosporites klaszi					0—6
E. verrucatus					0—1
Apiculatisporis babsae					0—0,5
Classopollis spinosus					0—11
Steevesipollenites binodosus					0—1,5
S. dajani					0—ед.
Striopollenites dubius					0—6
Hexaporotricolpites lamellaferus					0—0,5
Cretacaeiporites spp.					0—2
Tricolporopollenites triangulus					0—ед.
Tetracolpites sp.					0—ед.
Triorites sp.					0—ед.
Ephedripites sp. 3					0—3,5
Ephedripites sp. 4					0—2

наннофоссилиям, бентосным фораминиферам и диноцистам от титона до среднего альба [Lancelot et al., 1980]. Из 51 образца споры и пыльца были обнаружены в 26.

Скв. 397А пробурена в 100 км от берегов Западной Сахары к югу от Канарских островов. В интервале 1300—1453 м скважина вскрыла песчанистые аргиллиты нижнего мела. Возраст их установлен по аммонитам как готерив — баррем, по планктонным фораминиферам как баррем — апт [Von Rad et al., 1979]. Споры и пыльца изучены из 12 образцов.

Скв. 367 находится вблизи островов Зеленого Мыса. Нижнемеловые отложения в интервале 640—1024 м представлены в нижней части известняками, переслаивающимися с черными сланцами, в верхней — в основном черными сланцами. Возраст их по наннофоссилиям и фораминиферам определен в пределах неокома — раннего сеномана. Из семи изученных образцов только в двух обнаружены споры и пыльца.

Скв. 364 приурочена к Ангольской впадине. Нижнемеловые отложения в интервале 672,5—1086 м представлены в основном известняками, в нижней части переслаивающимися с черными глинами. Возраст этих отложений по планктонным фораминиферам, спорам и пыльце определен в пределах апта — верхнего альба [Bolli et al., 1978]. Из 32 изученных образцов только два содержали достаточное для подсчета количество спор и пыльцы в интервале 948—1014,5 м.

Палинологический анализ осадков из перечисленных скважин позволил установить пять палинокомплексов.

1. Неокомский комплекс. В нем преобладает пыльца голосеменных растений, среди которой доминирует *Classopollis*. Заметное участие принимают *Ginkgocycadoidites* sp., *Monosulcites* sp. 1 *Trevisan*; спорадически отмечены *Vitreisporites pallidus*, *Araucariacites australis*, *Callialasporites* sp. и *Disaccites*; постоянными компонентами комплекса являются *Ephedripites* spp. и *Dicheiropollis etruscus*.

Споры представлены родами и видами, типичными для нижнемеловых отложений: *Cicatricosisporites crassistriatus*, *C. apicanalis*, *C. ludbrookii*, *C. hughesii*, *Trilobosporites apiverrucatus*, *T. bernisatrensis*, *Aequitriradites* sp. Кроме этих видов, известных из нижнемеловых отложений Западной Европы, Северной Америки, Австралии, здесь обнаружены споры, которые, вероятно, являются эндемичными для Экваториальной области [Котова, 1984]. Наличие перечисленных видов, не известных из юрских отложений, и отсутствие типично барремских таксонов позволяет определить возраст этого комплекса как берриас — готерив, что не совпадает с выводами по другим ископаемым. Так, по наннопланктону, бентосным фораминиферам и диноцистам этот интервал в скв. 416А датирован как верхняя юра — валанжин.

2. Барремский комплекс. В нем доминирует *Classopollis*, постоянно присутствуют *Dicheiropollis etruscus* и *Monosulcites* sp. 1; немногочисленна или совсем отсутствует пыльца двухмешковых хвойных, увеличивается разнообразие *Ephedripites* spp. Среди спор появляются виды, распространение которых начинается в барреме: *Cicatricosisporites brevilaesuratus*, *C. salardii*, *Trilobosporites trioreticulosus*, *T. canadensis*, *Coptospora striata*, *Cooksonites variabilis*. В комплексе отмечены новые эндемичные виды [Котова, 1984], а также единичные экземпляры рода *Appendicisporites*.

В пользу барремского возраста осадков говорят и находки однобороздной пыльцы покрытосеменных, не известной из добарремских отложений. В скв. 397А содержатся барремские аммониты и баррем-аптские планктонные фораминиферы.

3. Аптский комплекс. Разнообразие спор, наблюдаемое в барремском комплексе, сокращается. Доминирует пыльца *Classopollis*; *Dicheiropollis etruscus* отсутствует. Среди покрытосеменных появляются *Clavatipollenites hughesii*, *Retimonocolpites peroreticulatus*, *Afropollis zonatus*, характерные для апта. Аналогичный возраст определен по наннофоссилиям (зона *Chiastozygus litterarius*, скв. 370).

4. Нижне-среднеальбский комплекс. В нем появляется трехбороздная и трехбороздно-поровая пыльца покрытосеменных растений, а также *Afropollis jardinus*, *Asteropollis asteroides*, *Monosulcites chaloneriei*, *Perotrilites pannuceus*. Все эти виды получают развитие с альба [Jardine, Magloire, 1965; Herngreen, 1973, 1974; Doyle et al., 1982].

Возраст палинокомплекса подтверждается планктонными фораминиферами нижнего—среднего альба (скв. 370 и 418В).

5. Верхнеальбский-нижнесеноманский комплекс (скв. 370, интервал 758,5—796,5 м; скв. 416А, 891—896 м; скв. 418В, 253—281,9 м; скв. 367, 692—787 м; скв. 364, 948—1014,5 м). Он отличается разнообразием пыльцы покрытосеменных растений, среди которых особенно показательно присутствие *Retimonocolpites dividius*, *Striatopollis paraneus*, *Striopollenites dubius*, *Tricolporopollenites triangulus*, *Tetradopollenites* sp., *Cretaceaiporites* spp., *Hexaporotricolpites lamellaferus*.

Среди голосеменных, как и во всех комплексах, доминирует *Classopollis* sp., разнообразна пыльца *Ephedripites*, присутствует *Classopollis spinosus* и *Elategosporites klaszi*.

Большинство перечисленных видов характерно для верхнего альба — нижнего сеномана Сенегала [Jardine, Magloire, 1965] и Бразилии [Herngreen, 1973, 1974, 1975]. Рассматриваемые отложения содержат планктонные фораминиферы верхнего альба и нижнего сеномана (скв. 418В).

Австралийная область

В этой области нижнемеловые отложения изучены из скв. 511 и 361 (табл. 19).

Скв. 511 пробурена на Фолклендском плато. Нижнемеловые отложения в интервале 495—555 м представлены черными сланцеватыми глинами, возраст которых определен в пределах неокома — нижнего альба по планктонным фораминиферам, аммонитам и палинологическим данным [Ludwig et al., 1983]. Всего было проанализировано 33 образца, в 29 из них обнаружены споры и пыльца.

Скв. 361 расположена в Капской впадине. Нижний мел в интервале 905,5—1314 м сложен темно-серыми, зеленовато-черными и черными аргиллитами, аптальбский возраст которых определен по наннофоссилиям и палинологическим данным [Bolli et al., 1978]. Споры и пыльца изучены из 26 образцов.

Палинологический анализ нижнемеловых образцов из двух упомянутых скважин позволил выделить три комплекса.

1. Неокомский комплекс. В нем доминирует пыльца *Classopollis*, значительное участие принимает пыльца *Vitreisporites pallidus* и *Disaccites*, присутствуют трехмешковая пыльца хвойных, единичные экземпляры *Ephedripites* sp., а также *Cyclusphaera psilata*, *C. patagonica*, *Inaperturopollenites limbatus*, *Bisacado* sp. А.

Споры немногочисленны, среди них наиболее показательны *Cicatricosisporites* spp., *Polypodiaceoisporites* sp., *Distaltrilingulisporeis pelliculus*, *Interulobites algoensis*, *I. sinuosus*, *Ischyosporites volkheimeri*.

Изученный комплекс близок к таковому из свиты Агрио в Аргентине, готерив-барремский возраст, которой установлен по макрофауне [Volkheimer, Sepulveda, 1976]. Ряд видов известен из свиты Санди-Риверс в Южной Африке верхне-валанжинского-нижнеготеривского возраста [Scott, 1976]. Немногочисленные фораминиферы и аммониты в изученном интервале скв. 511 предположительно определяют его возраст как баррем—апт.

2. Аптский комплекс. В нем доминирует пыльца *Classopollis*. В небольшом количестве встречается двух- и трехмешковая пыльца хвойных, а также *Araucariacites australis*, *Bisacado* sp. А., *Cyclusphaera psilata*, *C. patagonica*, *Inaperturopollenites limbatus*, *Monosaccites* sp. 2, *Vitreisporites pallidus*, *Ephedripites* sp.

Среди спор отсутствуют характерные неокомские таксоны (*Distaltrilingulisporeis pelliculus*, *Polypodiaceoisporites* sp., *Interulobites algoensis*, *Ischyosporites volkheimeri*)

Таблица 19. Распределение спор и пыльцы (в %) в меловых отложениях Австралийской области

Пыльца и споры	Неоком	Апт	Нижний альб	
	Скв. 511, интервал 518—555 м	Скв. 361, интервал 1000—1276 м	Скв. 361, интервал 953—962,5 м	Скв. 511, интервал 495—518 м
1	2	3	4	5
Количество образцов	15	30	2	13
Споры	3—9	1,5—14	26,5—27,5	18,5—54
Пыльца голосеменных	91—97	83,5—97,5	72,5—73,5	46—81,5
Пыльца покрытосеменных	—	0—2,5	0—ед.	0—0,5
<i>Antulsporites saevus</i>	0—ед.			
<i>Coronatispora perforata</i>	0—ед.			
<i>Cicatricosisporites hughesi</i>	0—ед.			
<i>Distaltriangulisorites pelliculus</i>	0—ед.			
<i>Interulobites algoensis</i>	0—ед.			
<i>Ischyosporites volkheimeri</i>	0—ед.			
<i>Matonisporites crassiangulatus</i>	0—ед.			
<i>Polypodiaceoisporites</i> sp.	0—ед.			
<i>Trilites</i> sp. 1 [Kotova, 1983]	0—ед.			
<i>Cicatricosisporites australiensis</i>	0—ед.	0—ед.		
<i>C. ludbrookii</i>	0—ед.	0—ед.		
<i>Contignisorites</i> sp.	0—ед.	0—ед.		
<i>Coronatispora valdensis</i>	0—ед.	0—ед.		0—ед.
<i>Cyathidites australis</i>	ед.—1	0—1	ед.—1,5	0—3
<i>C. minor</i>	0—2	0—2	4—10	1,5—10
<i>Cicatricosisporites</i> spp.	0—ед.	0—1	0,5—1	0—ед.
<i>Densoisporites velatus</i>	0—ед.	0—0,5	ед.	0—ед.
<i>Foveosporites moretonensis</i>	0—ед.	0—ед.	—	0—0,5
<i>Gliecheniidites senonicus</i>	ед.—1,5	0—2	6—9	ед.
<i>Interulobites sinuosus</i>	0—ед.	0—1	—	0—ед.
<i>Kuylisporites lunaris</i>	0—ед.	0—0,5	—	0—ед.
<i>Patellasporites</i> sp.	0—ед.	0—ед.	0—ед.	0—ед.
<i>Araucariacites australis</i>	0—1	0—1	—	0—2,5
<i>Bisacado</i> sp. A	0—ед.	0—0,5	ед.—1	0—ед.
<i>Callialasporites</i> spp.	0,5—13	0—1,5	ед.	0—2
<i>Classopollis</i> sp.	42—81	73,5—96	53—57	17,5—72
<i>Cyclusphaera patagonica</i>	0—2,5	0—ед.	ед.	ед.—1
<i>C. psilata</i>	ед.—2	0—2	3	ед.—8
<i>Disaccites</i>	2,0—22,5	0—5	3,5—7	1—12
<i>Ephedripites</i> sp.	0—0,5	0—3	ед.—0,5	0—0,5
<i>Inaperturopollenites limbatus</i>	ед.—9	0—3,5	1—3,5	0—0,5
<i>Monosaccites</i> sp. 2 [Kotova, 1983]	0—ед.	0—0,5	0—0,5	0—0,5
<i>Ruqubivesiculites</i> sp.	0—1	0—0,5	0—1	ед.—1,5
<i>Trisaccites</i> sp.	ед.—3,5	0—1,5	ед.	ед.—5
<i>Vitreisporites pallidus</i>	3—26	0—3	2—4	1—28
<i>Classopollis</i> sp. A	—	0—ед.	—	—
<i>Peromonolites</i> sp.	—	0—0,5	—	—
<i>Appendicisporites baconicus</i>	—	0—1	0—ед.	—
<i>Appendicisporites</i> sp.	—	0—0,5	—	—

Таблица 19 (окончание)

1	2	3	4	5
<i>Asterisporites</i> sp.	—	0—ед.	—	—
<i>Ceratosporites distalgranulatus</i>	—	0—ед.	0,5—2	ед.—3
<i>Cicatricosisporites proxiradiatus</i>	—	0,05	0—ед.	0—ед.
<i>Cyatheacidites tectifera</i>	—	0—ед.	0—ед.	0—1
<i>Foraminisporis asymmetricus</i>	—	0—ед.	ед.	—
<i>Gleicheniidites</i> sp.	—	0—ед.	3,5—5	6—39
<i>Heliosporites baculatus</i>	—	0—ед.	—	—
<i>Perotrilites linearis</i>	—	0—ед.	0—ед.	0—0,5
<i>Tauocusporites segmentatus</i>	—	0—0,5	—	0—ед.
<i>Trilobosporites trioreticulosus</i>	—	0—ед.	—	—
<i>Retimonocolpites</i> sp.?	—	0—1,5	—	—
<i>Asteropollis asteroides</i>	—	0—0,5	—	—
<i>Biretisporites</i> sp.	—	—	0,5—1	ед.
<i>Cicatricosisporites hallei</i>	—	—	—	0—1
<i>Cingutritiles clavus</i>	—	—	—	0—ед.
<i>Crybellosporites</i> sp. 1 [Kotova, 1983]	—	—	ед.	0—1
<i>Crybellosporites</i> aff. <i>C. striatus</i>	—	ед.	ед.—1	0—0,5
<i>Ischyosporites</i> sp. 1 [Kotova, 1983]	—	—	ед.—0,5	0—0,5
<i>Muricingulisporis annulatus</i>	—	—	0,5	0—1
<i>Clavatipollenites incisus</i>	—	—	0—ед.	0—ед.
<i>Polypodiaceoisporites</i> aff. <i>P. elegans</i>	—	—	—	0—ед.
<i>Tricolpites</i> sp.	—	—	—	0—ед.
<i>Clavatipollenites hughesii</i>	—	—	—	0—ед.

и появляются *Appendicisporites baconicus*, *Foraminisporis asymmetricus*, *Heliosporites baculatus*, *Cyatheacidites tectifera*, *Perotrilites linearis*, *Ceratosporites distalgranulatus* и *Peromonolites* sp.

Пыльца покрытосеменных представлена *Retimonocolpites* sp.?, появляющегося с глубины 1165 м, и *Asteropollis asteroides* — с глубины 1095,5 м.

Палинокомплекс хорошо сопоставляется с палинокомплексом зоны С Южной Аргентины, возраст которой определен как апт [Archangelsky et al., 1981]. Аптский возраст изученного интервала скв. 361 подтверждается находками наннофоссилий (зоны *Chyastozygus litterarius* и *Parhabdolites angustus*).

3. Нижнеальбский комплекс. Отличается увеличением содержания спор. Среди голосеменных доминирует пыльца *Classopollis*, хотя содержание ее несколько сокращается. Присутствуют также *Cyclusphaera patagonica*, *Bisacado* sp. A, *Monosaccites* sp. 2, *Vitreisporites pallidus*, *Trisaccites* sp., единичные *Ephedripites* sp. Увеличивается количество спор *Gleicheniidites* и появляются *Muricingulisporis annulatus*, *Crybellosporites* sp. 1, *Cingutritiles clavus*. Постоянно присутствуют *Cyatheacidites tectifera*, *Ceratosporites distalgranulatus* и *Perotrilites linearis*, отмеченные в аптском комплексе единичными экземплярами. Пыльца покрытосеменных немногочисленна — единичные экземпляры *Tricolpites* sp., *Clavatipollenites hughesii*, *C. incisus*, *Asteropollis asteroides*.

Альбский возраст рассматриваемых осадков определен также по планктонным фораминиферам (зона *Ticinella roberti*) в скв. 511 [Krashennnikov, Basov, 1983] и наннофоссилиям в скв. 361 (верхи зоны *Parhabdolites angustus*). Таким образом, данные по скв. 511 и 361 заставляют сделать вывод об отсутствии аптских отложений в скв. 511 и о существовании перерыва в осадконакоплении.

Нижнемеловые палинокомплексы в различных палеофлористических областях Атлантики характеризуются следующими особенностями.

В Европейско-Синийской области много пыльца *Classopollis* и двухмешковой пыльца хвойных, разнообразны споры папоротников. Ребристые споры представлены несколькими видами родов *Appendicisporites* и *Cicatricosisporites*. Пыльца покрытосеменных появляется в барреме — неопределенные однобороздные сетчатые зерна. В апте к ним присоединяются *Clavatipollenites hughesi* и *Retimonocolpites peroreticulatus*, в альбе — трехбороздные зерна покрытосеменных, разнообразие которых возрастает в верхнем альбе — нижнем сеномане.

В комплексах районов, расположенных вблизи границы с Экваториальной областью, количество двухмешковой пыльца хвойных сокращается, увеличивается содержание *Classopollis*, появляются единичные экземпляры экваториальных элементов (*Dicheiropollis etruscus*, *Afropollis jadinus*, *Classopollis spinosus*).

В палинокомплексах Экваториальной области доминирует пыльца *Classopollis*. Двухмешковая пыльца хвойных немногочисленна, либо отсутствует, разнообразна пыльца *Ephedripites*. Характерными для неокома видами являются *Dicheiropollis etruscus* и *Monosulcites* sp. 1. Споры папоротников в доаптических отложениях представлены разнообразными родами и видами, среди которых имеется ряд эндемиков [Котова, 1984]. Наибольшее разнообразие спор отмечается в барреме. Среди ребристых спор многочисленны споры рода *Cicatricosisporites*. Споры рода *Appendicisporites* обнаружены в небольшом количестве только в барреме. В апте количество и разнообразие спор сокращается.

Как и в Европейско-Синийской области, в Экваториальной области пыльца покрытосеменных появляется в барреме в виде однобороздных сетчатых зерен. В апте к ним присоединяются *Clavatipollenites hughesii* и *Retimonocolpites peroreticulatus*, в альбе — трехбороздные и трехбороздно-поровые зерна. В верхнеальбско-нижнесеноманском комплексе отмечен ряд эндемичных для Экваториальной области видов пыльца покрытосеменных растений (*Striopollenites dubius*, *Cretaceaiporites* spp., *Hexaporotricolpites lamellaferus*).

В комплексах Австралийской области доминирует пыльца *Classopollis*. Двухмешковая пыльца хвойных встречается постоянно, но немногочисленна. Характерными для нижнего мела Австралийской области являются *Cyclusphaera psilata*, *Inaperturopollenites limbatus*, *Bisacado* sp. А и трехмешковая пыльца хвойных, а среди спор папоротников — *Cyatheacidites tectifera*, *Muricingulisporis annulatus*, *Polypodiaceosporites* aff. *elegans*.

Ребристые споры в основном представлены немногочисленными видами рода *Cicatricosisporites*; единичные споры *Appendicisporites* известны с апта. Количество спор увеличивается в альбе. Пыльца покрытосеменных в апте включает однобороздные зерна *Retimonocolpites* sp. и *Asteropollis asteroides*. В нижнем альбе пыльца покрытосеменных встречается реже, но разнообразие ее возрастает: *Clavatipollenites hughesii*, *C. rotundus*, *C. incisus*, *Asteropollis asteroides* и *Tricolpites* sp.

Как видно из сказанного выше, пыльца *Classopollis* доминирует в палинокомплексах от неокома до верхнего альба — нижнего сеномана включительно во всех трех областях. Ее обилие в морских отложениях предполагает принадлежность этой пыльца к растениям, произраставшим по берегам зарождавшегося Атлантического океана.

Двухмешковая пыльца хвойных обильна в Европейско-Синийской области по всему нижнемеловому разрезу. В Экваториальной области в незначительном количестве она отмечена в низах нижнего мела. В апте и альбе единичные экземпляры этой пыльца встречены в осадках, пробуренных скважинами у берегов Северной Африки. В более южной части Экваториальной области их нет.

Немногочисленна двухмешковая пыльца хвойных и в нижнемеловых комплексах Австралийской области, где наибольшее ее количество приходится на неок, но представлена она иными видами и менее обильна по сравнению с Европейско-Синийской областью. В последней, по данным палеоботаников, хвойные принадлежали различным сосновым, в то время как в Австралийской области отпечатки листьев свидетельствуют о преобладании подокарповых. Только в Австралийской области встречается трехмешковая пыльца хвойных.

Разнообразие спор, при небольшом их количестве, отмечается в нижнемеловых комплексах всех областей, однако в апте Экваториальной области разнообразие спор сокращается, что может указывать на начавшуюся аридизацию климата в этом районе.

Пыльца покрытосеменных появляется одновременно в Европейско-Синийской и Экваториальной областях в барреме (однобородные сетчатые зерна). К сожалению, в Австралии комплекс баррема, как таковой, не известен, поэтому трудно судить об уровне развития покрытосеменных в этой области. Первые находки пыльцы покрытосеменных приурочены здесь к апту. В начале апта фиксируются однобородные сетчатые зерна, возможно принадлежавшие роду *Retimonocolpites*, а несколько позже — пыльца *Asteropollis asteroides*. Только в нижнем альбе имеются редкие находки пыльцы рода *Clavatipollenites*.

Таким образом, по сравнению с Европейско-Синийской и Экваториальной областями в Австралийской области отмечается более раннее появление пыльцы *Asteropollis asteroides* и более позднее — *Clavatipollenites*.

Некоторую часть однобородной сетчатой пыльцы покрытосеменных из баррема Экваториальной области (восточная часть Атлантического океана) удалось изучить со сканирующим электронным микроскопом (СЭМ).

Пыльца покрытосеменных из баррема Экваториальной области

Сведения о пыльце покрытосеменных из баррема пока довольно ограничены из-за небольшого количества ее в отложениях этого возраста и недостаточно надежной датировки некоторых разрезов, относимых к баррему. Наиболее ранней пыльцой покрытосеменных считается пыльца из верхнего вельда Англии предположительно барремского возраста. Вид *Clavatipollenites hughesii*, описанный Р. Купером, а затем Е. Кемп из верхнего баррема Англии, рассматривался как наиболее ранний тип пыльцы покрытосеменных нижнего мела [Couper, 1958; Kemp, 1970]. Позже были обнаружены тектантно-колумеллатные однобородные сетчатые зерна ниже уровня с *Clavatipollenites* — в отложениях скважины Варлингхэм, относимых к среднему баррему [Hughes, 1977; Hughes et al., 1979]. При изучении их в СЭМ выявлено несколько морфологических типов, различающихся по орнаментации на стенках сетки. Была обнаружена пыльца с гладкими стенками сетки, с орнаментацией в виде поперечных сегментов, зернышек, зубчиков и др. Наиболее ранней оказалась пыльца с гладкими и сегментированными стенками сетки.

В отложениях баррема нами также встречены редкие зерна однобородной сетчатой пыльцы покрытосеменных растений. Эта пыльца изучена в световом микроскопе и СЭМ, что позволило сравнить ее с пыльцой из баррема Англии и наметить некоторую последовательность в ее распределении по разрезу.

Разнообразие пыльцы покрытосеменных из баррема скв. 416А и 397А показано на табл. III (фотографии выполнены в световом микроскопе). Пыльца представлена однобородными сетчатыми формами с различными экваториальным диаметром, очертанием, шириной борозды, диаметром ячеек сетки. Скульптуру стенок сетки скзины в световом микроскопе различить не удается. Даже при использовании СЭМ не всегда можно классифицировать такую пыльцу, если не учитывать признаки, наблюдаемые в световом микроскопе. Поэтому пока удалось выделить только три вида, отнесенных к роду *Moroccopollis* gen. nov., которые легко узнают-

ся в световом микроскопе: *M. orbiculatus* sp. nov. (табл. III, 13), *M. certus* sp. nov. (табл. III, 23—26), *M. ovalis* sp. nov. (табл. III, 17). Эти новые виды и род описаны ниже.

На таблицах IV—VIII изображены пыльцевые зерна, исследованные в СЭМ, а затем снятые в световом микроскопе. СЭМ позволяет видеть различную сетчатую экзину, которая у некоторых экземпляров отслаивается от гладкой нэкины (табл. IV, 1; табл. V, 1). Стенки сетки либо гладкие, либо поперечно сегментированные. Гладкие стенки бывают уплощенные (табл. IV, 2), узкие и высокие (табл. V, 4, 7), пирамидальные, например, у нового рода *Mogossopolis* (табл. VI—VIII). Размеры ячеек сетки варьируют от мелких до довольно крупных. Встречается пыльца с диморфными ячейками сетки, отнесенная к роду *Liliacidites* sp. (табл. IV, 1—5). Колумеллы иногда хорошо выражены (табл. IV, 2; табл. V, 3), в ряде случаев они отсутствуют (возможно, редуцированы).

Интересны находки пыльцы в тетраэдральных тетрадах (табл. IV, 6). На микрофотографии хорошо видно расположение дистальных борозд вдоль экваториального контура тетрады. Тетраэдральный тип тетрад встречается в основном у двудольных растений.

Полученные данные позволили наметить некоторую последовательность в появлении различных типов пыльцы снизу вверх по разрезам скважин (рис. 31). В скв. 416А исследована пыльца из нижней половины баррема в интервале 1185—1420 м. В верхней части баррема материал оказался недостаточным для изучения пыльцы в СЭМ. Здесь отмечается лишь присутствие единичных однобороздных зерен. В нижнем интервале пыльца представлена преимущественно зернами с гладкими стенками сетки, которые пока трудно классифицировать, за исключением трех видов рода *Mogossopolis* — *M. orbiculatus*, *M. certus* и *M. ovalis*. Из них первые два вида известны почти с основания барремского интервала. *M. ovalis* обнаружен в интервале 1185—1195 м. Немного ниже этого интервала начинают попадаться зерна с сегментированными стенками сетки. Они условно отнесены к роду *Retimonocolpites* Pierce, типовой вид которого обладает аналогичным признаком [Walker J., Walker A., 1984].

Несколько иная картина наблюдается в скв. 397А. Здесь виды *M. orbiculatus* и *M. certus* отсутствуют. Неопределенная пыльца с гладкими стенками сетки встречается редко. Она представлена главным образом видом *M. ovalis*. Пыльца с поперечно сегментированными стенками сетки типична для всего изученного интервала скв. 397А. В верхней его части присутствуют зерна с округлыми бугорками на стенках сетки типа *Biorecord Retisulc-dentat* [Hughes et al., 1979]. К сожалению, они оказались плохой сохранности и их фотографии не помещены на предлагаемых таблицах.

Изложенные материалы показывают, что барремский разрез скв. 397А несколько моложе слоев баррема в скв. 416А. Его можно (хотя и условно) сопоставить с интервалом 431,5—453,8 м в скважине Варлинхэм (Англия) по наличию сходных морфологических типов пыльцы покрытосеменных, предположительно среднебарремского возраста [Hughes et al., 1979]. Осадки баррема в скв. 416А, содержащие в основном пыльцу с гладкими стенками сетки (в том числе и типовой вид рода *Mogossopolis*), можно условно определить нижним барремом.

Полученные данные не подтверждают предположение некоторых исследователей [Brenner, 1976; Doyle et al., 1977] о появлении покрытосеменных в условиях засушливого климата. Как видно из описания комплексов с пыльцой покрытосеменных из скв. 416А и 397А, в их составе отмечается большое разнообразие папоротников. Такое же разнообразие папоротников характерно и для баррема Англии [Kemp, 1958]. Из этого можно сделать вывод, что покрытосеменные возникли во влажном тропическом климате где-то вблизи берегов древнего Тетиса. Отсутствие других остатков покрытосеменных в барреме (листьев, стволов), по-видимому, объясняется тем, что первые покрытосеменные принадлежали травя-

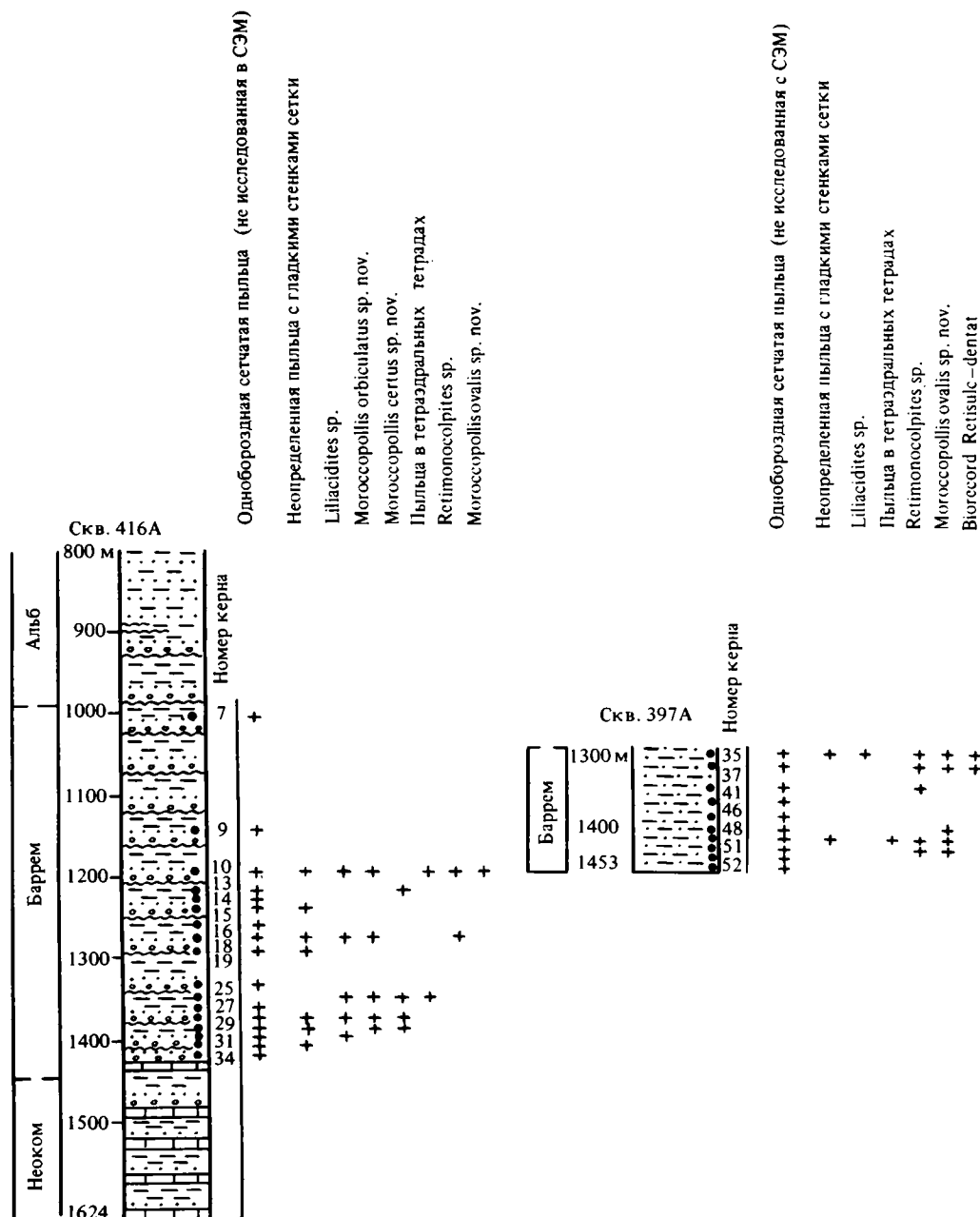


Рис. 31. Распределение пыльцы покрытосеменных в барремских отложениях Экваториальной области Атлантического океана

Условные обозначения см. на рис. 30

нистым или кустарниковым растениям, у которых в ископаемом состоянии сохранилась только пыльца.

Ниже приводится описание нового рода с тремя видами. Все изображенные на табл. III—VIII экземпляры пыльцы покрытосеменных хранятся в Геологическом институте АН СССР, коллекция 3950. Фотографии на СЭМ выполнены Н.Д. Серебренниковой.

Род *Moroccopolis Kotova, gen. nov.*

Название рода от Марокканской впадины.

Типовой вид — *Moroccopolis orbiculatus* Kotova, sp. nov. баррем, Марокканская впадина.

Диагноз. Пыльцевые зерна однобороздные, округлые или овальные в экваториальном очертании. Экзина состоит из сетчатой сэкзины и гладкой нэкзины. Стенки сетки гладкие, пирамидальные с широким основанием (наподобие ската крыши). Колумеллы слабо выражены (возможно, редуцированы).

Видовой состав. *M. orbiculatus*, sp. nov., *M. certus*, sp. nov., *M. ovalis*, sp. nov.

Сравнение. Новый род отличается от рода *Retimonocolpites* Pierce, который был выделен в световом микроскопе для однобороздной сетчатой пыльцы, гладкими пирамидальными стенками сетки. Последующее изучение типового вида (*R. dividius* Pierce) этого рода в СЭМ показало, что стенки сетки у него поперечно сегментированы [Walker J., Walker A., 1984]. От рода *Liliacidites* Couper новый род отличается пирамидальными стенками сетки и отсутствием диморфных ячеек. Пыльца, отнесенная Н. Хьюзом к *Biorecord Retisulc-newling* из баррема Англии, наиболее близка к описанному роду [Hughes et al., 1979, pl. 58, fig. 1—10].

Moroccopolis orbiculatus Kotova, sp. nov.

Табл. VI, 1—6; табл. VII, 1—8

Название вида от *orbiculatus* (лат.) — округлый.

Голотип. ГИН АН СССР, коллекция 3950, Марокканская впадина, обр. 416 А—29—1, 47—49 см, баррем.

Описание. Пыльцевые зерна однобороздные, округлые в очертании. Экзина состоит из сетчатой сэкзины и гладкой нэкзины. Сэкзина часто отслаивается от нэкзины. Сетка с полигональными ячейками (2,5 мкм в диаметре), более или менее однородная по всей поверхности зерна. Стенки сетки гладкие пирамидальные, с широким основанием (около 2 мкм ширины).

Размеры. Диаметр зерен 25—30 мкм.

Сравнение. От вида *M. ovalis* отличается округлым очертанием и однородной сеткой по всей поверхности зерна.

Материал. Шесть экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности.

Moroccopolis ovalis Kotova, sp. nov.

Табл. VIII, 1—14

Название вида от *ovalis* (лат.) — овальный.

Голотип. ГИН АН СССР, коллекция 3950, Атлантический океан к югу от Канарских островов, обр. 397А—37—3, 21—23 см, баррем.

Описание. Пыльцевые зерна однобороздные, овальные в очертании. Экзина состоит из сетчатой сэкзины и гладкой нэкзины. Сетка сэкзины более крупная в центре зерна и более мелкая у полюсов. Нэкзина гладкая, 1,5—2 мкм толщины в центральной части зерна, к полюсам зерна нэкзина постепенно выклинивается и становится либо тонкой, либо совсем отсутствует. Сэкзина в этих участках как бы втянута вовнутрь (табл. VIII, 1, 9, 10). Стенки сетки гладкие, пирамидальные, с шириной основания 0,5—0,8 мкм. Ячейки сетки полигональные, с диаметром 1,5—2,0 мкм в центральной части зерна и 0,5—1,0 мкм — на полюсах.

Размеры. Диаметр длинной оси зерна 26—33 мкм, диаметр короткой — 20—25 мкм.

Сравнение. *M. ovalis* отличается от *M. orbiculatus* овальными очертаниями, неравномерной толщиной нэкзины, различными размерами ячеек сетки.

Материал. Девять экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности.

Название вида от *certus* (лат.) — надежный.

Голотип. ГИН АН СССР, коллекция 3950, Марокканская впадина, обр. 416А—28—3, 30—32 см, баррер.

Описание. Пыльцевые зерна однобороздные, овальные в очертании. Экзина состоит из сетчатой сэкзины и гладкой нэкзины. Сэкзина иногда отслаивается от нэкзины. Сетка с полигональными ячейками от 2 до 4 мкм в диаметре, более или менее однородная по всей поверхности зерна. Стенки сетки гладкие, пирамидальные? (пыльца не изучена в СЭМ). Борозда широкая, расположена перпендикулярно к длинной оси зерна.

Размеры. Диаметр длинной оси зерна 30—36 мкм, короткой — 22—30 мкм.

Сравнение. От *M. orbiculatus* и *M. ovalis* отличается расположением борозды перпендикулярно длинной оси зерна.

Материал. Четыре экземпляра хорошей и средней сохранности.

КАЙНОЗОЙ

Глобальный охват фактического материала наиболее ярко проявляется в стратиграфии кайнозойских отложений, отражая геологические исследования на континентах и в океанах. Для этого интервала времени охвачена едва ли не вся гамма отложений различного фациального облика и всех палеоклиматических поясов. Синтез подобных материалов достаточно затруднителен, поэтому работы по проектам МПГК становятся особенно эффективными. Названные особенности кайнозойской стратиграфии сегодняшнего дня четко прослеживаются в предлагаемых разделах.

В интервале верхний эоцен — нижний олигоцен сопоставлены отложения океанических бассейнов, пелагические морские осадки Крымско-Кавказской области, мелководные морские отложения Западного Казахстана, намечающие переход к континентальным фациям. На одном полюсе исследований — планктонные фораминиферы, на другом — палинокомплексы и листовая флора (проект 174 МПГК "Геологические события на границе эоцена и олигоцена").

Позднекайнозойские отложения Палеарктики коррелируются по млекопитающим при очень тесной увязке с палеомагнитным методом. Комплексная методика (с целым набором методов) приводит к сопоставлению ледниковых, перигляциальных и морских отложений европейской части СССР, осадков аридных и плювиальных эпох Средней Азии.

В рамках проекта 41 МПГК "Граница между неогеновой и четвертичной системами" осуществлена корреляция океанических, морских и континентальных отложений верхнего плиоцена и квартера и выбран стратотип границы неогена и квартера в разрезе Врика (Италия). Он получил обстоятельную литологическую, палеонтологическую, палеомагнитную и геохронологическую характеристики. Синхронный уровень хорошо устанавливается и в разрезах позднекайнозойских отложений СССР.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА — НИЖНЕГО ОЛИГОЦЕНА (ОКЕАНЫ И КОНТИНЕНТЫ)

Как уже отмечалось, на современном этапе изучения стратиграфии палеогеновых отложений характерен субглобальный охват фактического материала. С различной степенью детальности сейчас изучены осадки палеогена океанических впадин, краевых и средиземных морей, континентов и островов. Эти исследования

охватили как тепловодную область земного шара, так и высокоширотные районы Южного и Северного полушарий. Лишь о палеогене Северного Ледовитого океана мы располагаем очень скудными сведениями.

При подобном охвате фактического материала исследователи столкнулись с палеогеновыми отложениями различных палеоклиматических поясов и широким спектром фациальных типов осадков. Конечная цель этих исследований заключается в разработке стратиграфической шкалы, применимой для всей акватории и территории земного шара. С точки зрения палеоклиматической зональности на одном полюсе этой шкалы будут отложения тропической области с богатым известковым планктоном, а на другом — некарбонатные осадки высоких широт с кремневым планктоном. В плане фациальных типов осадков эта стратиграфическая шкала должна учитывать всю их гамму — от океанических осадков с обильным известковым и кремневым планктоном до континентальных отложений с флорой и фауной позвоночных.

Пути построения унифицированной шкалы палеогена достаточно ясны. Океанические впадины с пелагическими осадками занимают $\frac{3}{4}$ поверхности земного шара. Эти глубоководные отложения являются исходным и главным материалом, отправной точкой для разработки шкалы; содержащиеся в них планктонные микроорганизмы животного и растительного происхождения (фораминиферы, радиолярии, наннопланктон, диатомеи) следует рассматривать как ортостратиграфическую группу палеогена. Мелководные морские и континентальные фации палеогена развиты на значительно меньших площадях земного шара. Однако с точки зрения региональной геологии эти площади достаточно велики, и запросы геологического картирования, поисков и разведки полезных ископаемых делают необходимым разработку стратиграфических схем мелководных морских и континентальных отложений. Переход к первым из них осуществляется с помощью бентосной фауны (мелкие и крупные фораминиферы, моллюски, морские ежи, остракоды) и палинокомплексов. Для расчленения континентальных отложений используются остатки флоры (листовая флора, палинокомплексы), позвоночные, пресноводные остракоды и моллюски.

Параллельно с биостратиграфическими методами для океанических, морских и континентальных отложений палеогена идет использование различных физических методов (палеомагнитного, определение изотопного возраста, палеотемпературного).

Однако в реальной жизни разработка унифицированной шкалы палеогена встречается с большими трудностями. Необходим подбор опорных разрезов океанических, морских и континентальных отложений палеогена в различных палеоклиматических поясах и разрезов с осадками переходного типа. Необходим большой объем палеозоологических и палеоботанических исследований высокой точности с целью установления соотношения стратиграфических единиц, выделяемых по различным группам фауны и флоры. К сожалению, природа далеко не всегда предоставляет нужный фактический материал — непрерывные разрезы с различными группами фауны и флоры прекрасной сохранности. Не всегда осуществляется и комплексность в исследованиях, но лишь коллективам ученых под силу решение столь сложных задач.

Нами предпринята попытка рассмотреть унифицированную шкалу верхнего эоцена — нижнего олигоцена для океанических осадков, пелагических морских и прибрежно-морских отложений на континентах тепловодной области земного шара. Конечно, это лишь приближение к решению общей проблемы. Мы кратко остановимся на стратиграфии отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена океанических бассейнов, Армении и Северного Кавказа — более подробно стратификация осадков этих областей изложена в других работах. Дальнее мы рассмотрим прибрежно-морские отложения палеогена Западного Казахстана, где намечается переход к континентальным фациям.

Пелагические карбонатные осадки верхнего эоцена и нижнего олигоцена с многочисленными планктонными фораминиферами вскрыты скважинами в пределах всей тепловодной области Мирового океана — в Атлантическом океане от Бискайского залива на севере до Китового хребта на юге, в Тихом океане от поднятия Шатского на севере до Тасманова моря на юге и в Индийском океане от Аравийского моря и Бенгальского залива на севере до южного окончания Восточно-Индийского хребта на юге [Крашенинников, 1971, 1977, 1978, 1980, 1982; Krascheninnikov, 1971, 1979, 1981; Jenkins, Ott, 1972; Premoli Silva, Bolli, 1973; Fleischer, 1975; Jenkins, 1975; Toumarkine, 1975, 1978; Krascheninnikov, Pflaumann, 1978; Quilty, 1976; Heimann, 1980]. Для их расчленения оказалась полностью применимой зональная шкала по планктонным фораминиферам, предложенная Г. Болли [Bolli, 1957a, b] и У. Блоу [Blow, 1969] для подразделения синхроничных отложений Карибской области.

В подошве верхнего эоцена (т.е. на границе зон *Truncorotaloides rohri* и *Globigerapsis semiinvoluta*) имело место принципиальное изменение фауны планктонных фораминифер. Здесь исчезают все представители родов *Acarinina* и *Truncorotaloides* и линзовидные килеватые глобороталии. Появляются новые виды *Globigerapsis*, *Globigerinatheca*, *Globigerina*, *Globigerinita*, *Hantkenina*, группа *Globorotalia cerroazulensis*.

Верхний эоцен (приабонский ярус) подразделяется на три зоны.

Зона *Globigerapsis semiinvoluta* характеризуется индекс-видом, *G. tropicalis*, *G. index*, *Globigerinatheca barrii*, *G. lindensis*, *Globigerina corpulenta*, *G. pseudovenezuelana*, *G. galavisi*, *G. angiporoides*, *G. tripartita*, *G. praebulloides*, *G. ouachitaensis*, *G. pseudocorpulenta*, *Pseudohastigerina micra*, *Globigerinita howei*, *G. pera*, *Hantkenina suprasuturalis*, *H. alabamensis*, *Globorotalia cerroazulensis*, *G. centralis*, *G. pomeroli*. Это подразделение прослеживается во многих районах Тихого (поднятия Шатского, Магеллана, Хорайзон, Онтонг-Джава, Манихики, севернее островов Туамоту, Филиппинское море), Атлантического (Мексиканский залив, Багамское плато, Бискайский залив, Бразильская впадина, поднятие Риу-Гранди, Китовый хребет) и Индийского (Восточно-Индийский хребет, хребет Оуэн, Мозамбикский пролив, Чагос-Лаккадивское и Маскаренское плато) океанов.

Зона *Globorotalia cocoaensis*, где продолжает существовать вышеприведенный комплекс планктонных фораминифер (за исключением *Globigerapsis semiinvoluta*) в сочетании с *Globorotalia cocoaensis*, *Cribrorhantkenina inflata*, *Hantkenina brevispina*. В верхней части зоны получает развитие *Globorotalia cunialensis*. Осадки рассматриваемой зоны пользуются широким распространением: Тихий океан — поднятия Шатского, Онтонг-Джава, Хорайзон, Магеллана, Манихики, севернее островов Туамоту, впадины Западно-Филиппинская, Перуанская и Науру; Атлантический океан — Бискайский залив, Мексиканский залив, хребет Сеара, поднятие Риу-Гранди, Бразильская и Капская впадины, Китовый хребет; Индийский океан — хребет Оуэн, Мозамбикский пролив, Восточно-Индийский хребет.

Зона *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii*, комплекс планктонных фораминифер которой состоит из *Globigerina corpulenta*, *G. tripartita*, *G. pseudovenezuelana*, *G. galavisi*, *G. praebulloides*, *G. ouachitaensis*, *G. gortanii*, *G. angiporoides*, *Globigerinita unicava*, *Globorotaloides suteri*, *Pseudohastigerina micra*, *P. barbadoensis*, *Globorotalia centralis*, *G. pomeroli* в сочетании с редкими (или единичными) *G. cunialensis*, *Hantkenina primitiva*, *Globigerapsis index*. Эти виды сопровождаются *Globigerina officinalis*, *G. ampliapertura*, *Globorotalia gemma*, *G. nana*, получающими широкое распространение в олигоцене.

Отложения зоны установлены в Тихом (плато Манихики, поднятие Магеллана, Западно-Филиппинская впадина, южнее зоны разлома Клиппертон), Атлантическом (Бискайский и Мексиканский заливы, Бразильская впадина, поднятия Риу-Гранди

и Сьерра-Леоне, южнее Канарских островов, Китовый хребет) и Индийском океанах (Чагос-Лаккадивское плато и Мозамбикский пролив). Объем зоны *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* (по терминологии У. Блоу) близко совпадает с таковым зоны *Globorotalia cunialensis* (по терминологии Г. Болли), но подошва последней из них находится несколько стратиграфически ниже. В стратиграфической номенклатуре целесообразно использовать зону *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii*.

Нижний олигоцен (стампийский, или рюпельский, ярус) включает три зоны.

Зона *Globigerina tapuriensis* с индекс-видом, *G. ampliapertura*, *G. prasaepis*, *G. tripartita*, *G. officinalis*, *G. pseudovenezuelana*, *G. angiporoides*, *G. angustumbilicata*, *G. praebulloides*, *G. ouachitaensis*, *G. galavisi*, *G. gortanii*, *G. anguliofficialis*, *Globigerinita unicava*, *G. martini*, *G. riveroae*, *Globorotaloides suteri*, *Globorotalia gemma*, *G. nana*, *G. permicra*, *Cassigerinella chipolensis*, *Pseudohastigerina micra*, *P. barbadoensis*, *Chiloguembelina cubensis*. Отложения зоны вскрыты скважинами в Тихом (поднятия Шатского, Магеллана, Хорайзон, Хесса, впадины Науру и Западно-Филиппинская, у островов Лайн и Новые Гебриды, Перуанская впадина), Атлантическом (Бразильская впадина, поднятия Сьерра-Леоне и Риу-Гранди, континентальный склон Испанской Сахары, Китовый хребет) и Индийском (Восточно-Индийский хребет, Чагос-Лаккадивское плато, хребет Оуэн, Мозамбикский пролив) океанах.

Зона *Globigerina sellii* отличается появлением индекс-вида. Общий комплекс фораминифер остается очень близким. Зона установлена в Тихом океане на поднятиях Онтонг-Джава, Хорайзон, Магеллана, Шатского, во впадинах Науру, Западно-Филиппинской и Перуанской, у островов Лайн, Рождества, на востоке экваториальной области; в Атлантическом океане — в Бразильской впадине, поднятиях Риу-Гранди и Сьерра-Леоне, к югу от Канарских островов, у Китового хребта; в Индийском океане — на Маскаренском и Чагос-Лаккадивском плато, Мозамбикском проливе, Восточно-Индийском и Центрально-Индийском хребтах.

Поскольку зоны *Globigerina tapuriensis* и *Globigerina sellii* характеризуются близкими комплексами планктонных фораминифер, они нередко объединяются в единую зону *Cassigerinella chipolensis* — *Pseudohastigerina micra*. Отложения последней пройдены скважинами во многих регионах Тихого и Атлантического океанов.

В зоне *Globigerina ampliapertura* также присутствует сходная ассоциация планктонных фораминифер — *G. ampliapertura*, *G. tapuriensis*, *G. sellii*, *G. praesaepis*, *G. senilis*, *G. galavisi*, *G. praebulloides*, *G. ouachitaensis*, *G. angustumbilicata*, *G. winkleri*, *G. officinalis*, *Globigerinita unicava*, *G. martini*, *Globorotaloides suteri*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia nana*, *G. gemma*, *G. munda*, но представители рода *Pseudohastigerina* отсутствуют. Осадки этой зоны известны во многих районах Мирового океана: в Тихом океане — во всей экваториальной области, у берегов Калифорнии, островов Лайн, на поднятиях Хорайзон, Хесса, Онтонг-Джава, Манихики, Магеллана, в Перуанской Науру и Западно-Филиппинской впадинах; в Атлантическом океане — на Бермудском поднятии, в Бискайском и Мексиканском заливах, в Венесуэльской, Бразильской и Капской впадинах, на поднятиях Риу-Гранди, Демерара и Сьерра-Леоне, южнее Канарских островов, на Китовом хребте; в Индийском океане — на хребте Оуэн, в Сомалийской впадине, на Центрально-Индийском и Восточно-Индийском хребтах и Маскаренском плато.

Изложенные материалы показывают, что планктонные фораминиферы обеспечивают надежное расчленение и корреляцию отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена тропической и субтропической области Мирового океана. На рубеже эоцена и олигоцена происходит принципиальное изменение фауны планктонных фораминифер, но оно носит постепенный характер, включая как бы два этапа: 1) в кровле зоны *Globorotalia socoensis* исчезают многие специализированные эоценовые формы (*Globigerapsis*, *Globigerinatheca*, *Cribohantkenina*, *Hantkenina*, группа *Globorotalia cerroazulensis*), а единичные экземпляры некоторых из них

в осадках вышележащей зоны не меняют общей картины; 2) в подошве зоны *Globigerina tapuriensis* получает развитие типично олигоценовый комплекс планктонных фораминифер (виды бескилевых *Globorotalia*, *Globigerina*, *Globigerinita*, *Globorotaloides*, *Cassigerinella*, *Pseudohastigerina*). Таким образом, микрофауна зоны *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* отличается переходным характером — среди преобладающих видов эоценовых *Globigerina*, *Globigerinita*, *Globorotaloides* и бескилевых *Globorotalia* появляются немногочисленные олигоценовые представители этих же родов. Подобное обстоятельство позволяет проводить нижнюю границу олигоцена в основании зоны *Globigerina tapuriensis*.

Южная Армения

Рассмотренная выше зональная стратиграфия океанических осадков верхнего эоцена — нижнего олигоцена четко прослеживается и в синхроничных пелагических отложениях на континентах — во многих странах Карибского бассейна, Средиземноморья, Ближнего Востока, в США, Венесуэле, на Филиппинах, в Танзании, Австралии и др. На территории СССР она хорошо наблюдается в разрезах верхнего эоцена — нижнего олигоцена Южной Армении (Еревано-Ордубадская структурно-фациальная зона). Систематический состав планктонных фораминифер и нуммулитид свидетельствует о том, что в палеобиогеографическом отношении этот регион принадлежал Южно-Субтропической (Средиземноморской) провинции.

Наиболее полный разрез осадков верхнего эоцена — нижнего олигоцена находится на окраине сел. Ланджар. Переход от среднего эоцена (зона *Globigerina turcmenica* или зона *Truncorotaloides rohri*) к верхнему здесь постепенный.

Отложения верхнего эоцена и зоны *Globigerina tapuriensis* нижнего олигоцена представлены толщей светло-серых, серых и зеленовато-серых мергелей и известковистых глин с редкими и маломощными прослоями известковистых песчаников мощностью около 100 м. В нижней части толщи наблюдается пачка более плотных светло-серых и голубовато-серых известняков и мергелей с нуммулитами (горизонты с *Nummulites millescaput*) мощностью 10 м. В эоценовой части разреза преобладают светлые мергели; в олигоцене доминируют более темные известковистые глины. Однако непосредственная граница эоцена и олигоцена в литологическом отношении не выражена.

Зона *Globigerina sellii* нижнего олигоцена сложена иным комплексом осадков — чередованием желтых и зеленовато-желтых средне- и грубозернистых песчаников с подчиненными прослоями слабокарбонатных серых и желтоватых, нередко песчаных глин; мощность 150 м. В основании толщи находится пачка песчаных известняков и песчаников с нуммулитами (мощность 13 м). Вверх по разрезу количество и мощность прослоев глин уменьшаются.

Верхний эоцен по планктонным фораминиферам подразделяется на три зоны.

Зона *Globigerapsis semiinvoluta* с редкими экземплярами индекс-вида и обильными *G. tropicalis*, *G. index*, *Globigerina corpulenta*, *G. tripartita*, *G. gelavisi*, *G. subtriloculinoides*, *Globorotalia centralis*, *C. cerroazulensis*, *Hantkenina suprasuturalis*, *Pseudohastigerina micra*.

Зона *Globorotalia cocoaensis*, где многочисленны все названные выше виды (отсутствует лишь *Globigerapsis semiinvoluta*). Совместно с ними встречаются *Cribohantkenina inflata*, *Globorotalia cocoaensis* и редкие *G. cunialensis*.

Зона *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* включает многочисленные *Globigerina corpulenta*, *G. galavisi*, *G. tripartita*, *G. ouachitaensis*, *G. praebulloides*, *Pseudohastigerina micra*, более редкие *Globorotalia centralis*, *Globigerina gortanii* и спорадические *Hantkenina suprasuturalis* и *Globorotalia cunialensis*. Они сопровождаются редкими, впервые появившимися *Globigerina officinalis*, *G. prasaeris*, *G. ampliapertura*, *Globorotalia permicra*. Представители родов *Globigerapsis* и *Cribohantkenina*, а также виды *Globorotalia cerroazulensis* и *G. cocoaensis* отсутствуют.

В нижнем олигоцене по планктонным фораминиферам установлены две зоны.

Зона *Globigerina tapuriensis* — с обильными и прекрасной сохранности *G. tapuriensis*, *G. ampliapertura*, *G. prasaepis*, *G. officinalis*, *G. praebulloides*, *G. galavisi*, *G. tripartita*, *G. ouachitaensis*, *G. angustiumbilitata*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia nana*, *G. permica*, *G. gemma*, *Pseudohastigerina micra*, *Ps. barbadoensis*, *Chiloguembelina cubensis*.

Зона *Globigerina sellii*, где совместно с перечисленными выше видами встречаются редкие экземпляры вида-индекса. Комплекс фораминифер этой зоны обедненный, поскольку здесь преобладают песчаные породы.

Крупные фораминиферы приурочены к двум стратиграфическим уровням. В нижней части зоны *Globigerapsis semiinvoluta* (верхний эоцен) развиты *Nummulites millescaput*, *N. fabianii*, *N. striatus*, *N. incrassatus* и дискоциклины. В базальной части зоны *Globigerina sellii* (нижний олигоцен) определены *Nummulites intermedius*, *N. fabianii retiatus*, *N. incrassatus*, *N. vascus*, *N. vascus initialis*.

Отложения верхнего эоцена — нижнего олигоцене в разрезе Ланджар содержат богатые спорово-пыльцевые комплексы. Изменение палинофлор по разрезу происходит очень постепенно, причем рубежи изменений не совпадают с границами зон по планктонным фораминиферам. Снизу вверх выделяются четыре палинокомплекса (рис. 32, см. вкл.).

I палинокомплекс характеризует зону *Globigerapsis semiinvoluta* и низы зоны *Globorotalia socoensis*. Содержание пыльцы покрытосеменных колеблется от 5 до 24%, заметно сокращаясь в кровле зоны *Globigerapsis semiinvoluta* (до 8%). Постоянно, хотя и в незначительных количествах, присутствуют пыльца субтропических дубов (до 5%) — *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta* и разнообразные виды трехборзднопоровой пыльцы, сближаемой с пылью каштана и кастанопсиса (в том числе *Castanopsis pseudocingulum*). В единичных экземплярах встречается пыльца *Palmae*, *Nyssa*, *Rhus*, *Magnoliaceae*, *Myrica*, *Ilex* и других термофильных растений, а также пыльца водных растений и трав (*Nymphaeaceae*, *Potamogeton*, *Sparganium*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*). Содержание споровых колеблется от 8,5 до 16%. Наряду с полиподиевыми папоротниками и чистоусом (*Osmunda*) неизменно обнаруживаются единичные споры субтропических папоротников — *Gleichenia*, *Schizaea*, *Lygodium* и др. Среди голосеменных отмечается относительно невысокое содержание пыльцы сосны (менее 50%). Заметную роль играет пыльца кедра (20—50%), эфедры (до 22%) и таксодиевых (до 12%).

Среди фитопланктона преобладают диноцисты гистрихосфероидного типа, максимальное содержание которых (более 300 экз. на 200 пыльцевых зерен) приходится на верхнюю часть зоны *Globigerapsis semiinvoluta*. Количество перидинеевых (*Deflandrea* и др.) наиболее заметно в низах данной зоны (до 100 экз. на 200 пыльцевых зерен). В некоторых образцах фиксируются массовые *Thalassiphora*.

Состав I спорово-пыльцевого комплекса свидетельствует о субтропическом климате позднего эоцена. Сокращение пыльцы покрытосеменных в кровле зоны *Globigerapsis semiinvoluta* указывает на похолодание, а высокое содержание пыльцы кедра и эфедры в сочетании с разнообразной в видовом отношении пылью сосны служит показателем некоторой засушливости климата.

II палинокомплекс отвечает верхам зоны *Globorotalia socoensis* — нижней части зоны *Globigerina tapuriensis*. Он характеризуется еще большим сокращением количества пыльцы покрытосеменных и спор, что связывается с прогрессирующим похолоданием в конце эоцена, хотя климат оставался субтропическим (или переходным к умеренному). Пик этого похолодания приходится на зону *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii*. Количество пыльцы покрытосеменных в интервале этой зоны сокращается до 2% (*Quercus*, *Nymphaeaceae*, *Magnoliaceae*), тогда как содержание пыльцы сосны достигает максимума (70—75%) при редукции пыльцы *Cedrus*, *Ephedra* и *Taxodiaceae*. Из спор встречаются редкие *Polypodiaceae*.

Граница эоцена и олигоцена (подошва зоны *Globigerina tapuriensis*) сменой палинофлор практически не выражена, лишь содержание пыльцы сосны в основании этой зоны сокращается с 74 до 55%. Необходимо отметить, что здесь происходит резкое сокращение (более чем на порядок) и уменьшение разнообразия фитопланктона.

III палинокомплекс происходит из верхней части зоны *Globigerina tapuriensis* и нижней части зоны *G. sellii*, где возрастает количество (до 24%) и разнообразие пыльцы покрытосеменных при общем высоком содержании (70—90%) голосеменных. Среди первых преобладает пыльца буковых. Часть видов (*Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*) переходит из верхнего эоцена, но появляются и новые виды ксерофитных (?) дубов и каштанов, пыльца которых трудно сравнима с пыльцой современных видов. В единичных экземплярах присутствует пыльца *Juglandaceae*, *Moraceae*, *Ulmaceae*, *Platanus*, *Hamamelis* и др. Пыльца березовых не встречена. Количество спор крайне незначительно (до 2%). В спектре голосеменных заметно падает роль сосны (до 30—55%) при переменном содержании пыльцы *Cedrus* (8—27%) и *Ephedra* (5—20%) и небольшим участием пыльцы таксодиевых (до 5%), ели и ногоплодника (до 2%). Комплекс фитопланктона беден. Перидинеевые (*Deflandrea*, *Wetzeliella*) несколько преобладают над цистами гистрохосфероидного типа. Экземпляры *Thalassiphora* единичны.

IV палинокомплекс свойствен отложениям зоны *Globigerina sellii*. Содержание пыльцы покрытосеменных в нем возрастает до 62%. Основную роль играют буковые (до 28%), включая не менее 5—6 видов дуба и 2—3 вида каштана. Существенное значение приобретает пыльца платана (до 7%), гамамелиса (до 5%), фотергиллы (до 10%), клена и нимфейных (до 3%). В единичных зернах присутствует пыльца *Myrica*, *Celtis*, *Corylus*, *Ilex*, *Laurus*, *Rhus*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Euonymus*, *Sterculia*, *Aralia*, *Palmae*. Пыльца водных растений и трав представлена *Potamogeton*, *Liliaceae*, *Compositae*, *Artemisia*. Среди спор преобладают *Polypodiaceae* и *Lygodium*. Общее содержание пыльцы голосеменных сокращается — сосны до 10—27, эфедры до 4—7 и кедра до 3%. Увеличение разнообразия буковых, платановых, гамамелиевых и других покрытосеменных в зоне *Globigerina sellii* можно рассматривать как признак некоторого потепления климата во вторую половину раннего олигоцена, но оно не достигало температурных значений позднэоценового времени.

Прекрасная палеонтологическая характеристика (планктонные и бентосные фораминиферы, наннопланктон, спорово-пыльцевые комплексы), хорошая обнаженность и непрерывность разреза Ланджар позволяют видеть в нем один из опорных разрезов отложений верхнего эоцена — нижнего олигоцена на континентах [Крашенинников, Птухян, 1973; Крашенинников и др., 1985; Krashenninnikov et al., 1986].

Северный Кавказ

На северном склоне Кавказа палеогеновые отложения обнажаются в виде непрерывной полосы, падая под углами 3—5° к северу. Они вскрыты в долинах многих рек. Наиболее известным является разрез по левому берегу р. Кубань у г. Черкесска.

Верхний эоцен в этом разрезе согласно залегает на бурых и серых тонко-слоистых, иногда листоватых мергелях с обильной чешуей рыб *Lyrolepis caucasica* (средний эоцен). Отложения характеризуются многочисленными *Globigerina turcmenica*, *G. praebulloides*, *G. incretacea*, *G. subtriloculinoides*, *Pseudohastigerina micra*, *Acarinina rugosoaculeata*, *Chiloguembelina* sp. (зона *Globigerina turcmenica*) и наннопланктоном подзоны *Discoaster saipanensis* и самой нижней части подзоны *Chiasmolithus oamaruensis*. Осадки со своеобразным планктоном возникли в бассейне с нарушенным гидрологическим режимом (сероводородное заражение);

бентосная микрофауна отсутствует. Бурые листоватые мергели кумского горизонта (бурая свита) протягиваются от Болгарии до Каспийского моря и служат прекрасным маркирующим горизонтом.

Отложения верхнего эоцена входят в состав белоглинского горизонта и литологически сильно отличаются от подстилающих осадков. Они представлены массивными толстослоистыми глинистыми известняками и мергелями белого, светло-серого и светло-зеленоватого цвета. Мощность их около 100 м. В кровле имеется пачка (4—5 м) серо-зеленых мергелей с рассеянным пиритом.

По планктонным фораминиферам верхний эоцен Северного Кавказа подразделяется на две зоны.

Зона *Globigerapsis tropicalis* и крупных *Globigerina*, где развиты *Globigerapsis tropicalis*, *G. index*, *Globorotalia centralis*, *Globigerina corpulenta*, *G. galavisi*, *Pseudohastigerina micra*. Она соответствует зонам *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia socoensis* тропической области. Выделение последних на Северном Кавказе невозможно, поскольку ряд тропических видов планктонных фораминифер отсутствует из-за палеоклиматических условий.

Зона *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii*, где совместно с названными видами встречаются *Globigerina corpulenta*, *G. galavisi* и относительно редкие *G. officinalis*, *G. ampliapertura*, *Globorotalia permicra*, получающие широкое распространение в олигоцене. Представители *Globigerapsis* отсутствуют. Не исключено, что высококоническая *Globigerina gortanii* [Borsetti, 1959] является синонимом *Globigerina rubriformis* [Subbotina, 1953].

По наннопланктону верхний эоцен разреза р. Кубань соответствует зоне *Discoaster barbadiensis*, в пределах которой различаются три подзоны — *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus*, *Sphenolithus pseudoradians*.

Мергели и известняки белоглинского горизонта содержат многочисленные бентосные фораминиферы — *Bolivina antegressa*, *B. nobilis*, *B. budensis*, *Bifarina millepunctata*, *Neobulimina fraudulenta*, *Uvigerina costellata*, *U. jacksonensis*, *Bolivinoidea reticulatus*, *Bulimina sculptilis*, *B. aksuatica*, *Vaginulina mexicana*, *Saraconaria arcuata*, *Fronicularia budensis*, *Siphonodosaria volgensis*, *S. exilis*, *S. spinescens*, *Nodosaria bacillum*, *Dantalina inornata*, *Marginulina bēhmi*, *M. fragaria*, *Lenticulina limbosa*, *L. laticostata*, *Valvulineria iphigenia*, *Cassidulina globosa*, *Planulina costata*, *Anomalina acuta*, *Cibicides pegmeus* и многие другие. Особенно богаты бентосные фораминиферы в породах самой верхней части формации (5—7 м); эта пачка называется "слои с *Bolivina antegressa*".

Олигоценовые отложения входят в состав майкопской серии и представлены совсем иными осадками — темными некарбонатными глинами. Граница с породами белоглинского горизонта очень резкая, но какие-либо следы перерыва и размыва отсутствуют. Смена светлых мергелей и глинистых известняков темными глинами происходит в пределах пласта мощностью около 1 м.

К нижнему олигоцену относится хадумская свита мощностью 35 м. Она сложена буроватыми, темно-серыми и черными листоватыми глинами с остатками рыб. В основании свиты глины слабо известковистые, выше они становятся совершенно неизвестковистыми, с пятнами ярозита.

Планктонные фораминиферы развиты только в базальных известковистых глинах, в которых обнаружены многочисленные *Globigerina officinalis*, *G. praebuloides*, *G. ampliapertura*, *G. prasaepis*, *G. ouachitaensis*, *Globorotalia permicra*, *G. gemma*, *Pseudohastigerina micra*, *Ps. barbadoensis*. Они указывают на нижнеолигоценый возраст осадков, но, принимая во внимание непрерывность разреза, базальные слои хадумской свиты можно относить к зоне *Globigerina tapuriensis*. Наннопланктон здесь также обедненный — исчезновение *Discoaster saipanensis* и *D. barbadiensis* свидетельствует о том, что отложения относятся к зоне *Ericsonia subdisticha*. В вышележащих некарбонатных глинах наннопланктон отсутствует.

Палеогеновые отложения р. Кубань принадлежат северной субтропической

(Крымско-Кавказской) провинции. В связи с этим верхнезоценовые планктонные фораминиферы, как уже отмечалось, характеризуются не столь высокой разрешающей способностью, как в разрезах Южной Армении. В нижнеолигоценых отложениях Северного Кавказа они обеднены из-за неблагоприятного биомического режима майкопского моря (и условий сохранности в некарбонатных осадках). Однако установление зоны *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* позволяет точно наметить границу эоцена и олигоцена (по кровле этой зоны). В данном разрезе она практически совпадает с литологической границей белоглинского горизонта и майкопской серии. Богатый комплекс бентосных мелких фораминифер в белоглинском горизонте Северного Кавказа очень важен для выделения верхнезоценовых отложений в разрезах Закаспия и Приаралья [Субботина, 1953а, б; Щуцкая, 1960, 1970; Крашенинников, Музылев, 1975; Krasheninikov, 1986].

Западный Казахстан

Область северо-восточного Закаспия, Устюрта и северо-западного Приаралья занимает промежуточное положение между территорией Северного Кавказа и Туркмении с типичными для них пелагическими фациями и районами Восточного Казахстана и Западной Сибири, где преобладающим развитием пользуются континентальные фации палеогена. В этом смысле Западный Казахстан является ключевой областью для решения важных стратиграфических проблем эоцена и олигоцена. Положение границы эоцена и олигоцена в Западном Казахстане определялось главным образом по моллюскам и бентосным фораминиферам, что приводило подчас к неоднозначным результатам. Обнаружение планктонных фораминифер позволяет установить этот рубеж с позиций унифицированной зональной шкалы.

Конечно, в пределах Западного Казахстана фациальный облик палеогеновых отложений также не остается однообразным. Ниже рассматриваются разрезы из трех разнофациальных районов Западного Казахстана: п-ова Бузачи, Южно-Эмбенского района и Западного Приаралья (рис. 33). Повсеместно в этих районах верхний эоцен подстилается серыми, буроватыми и кофейными мергелями зоны *Globigerina turcomenica* (средний эоцен) с обильными *G. turcomenica*, *G. praebulloides*, *G. azerbaijanica*, *Acarinina rugosoaculeata*, *Truncorotaloides rohri*, *Pseudohastigerina micra*, *Chiloguembelina* sp. Соответствие этой зоны зоне *Truncorotaloides rohri* тропической и южной субтропической областей достаточно очевидно.

На п-ове Бузачи (см. рис. 33, скв. 1326) к отложениям верхнего эоцена относится толща белых мергелей со стяжениями пирита и включениями пятнистых кофейных мергелей в основании разреза. Мощность отложений 33 м. По составу планктонных фораминифер рассматриваемая толща отчетливо расчленяется на две части. Нижняя (в интервале глубин 253—230 м) охарактеризована *Globigerapsis index*, *G. tropicalis*, *Globorotalia centralis*, *Globigerina corpulenta*, *G. pseudovenezuelana*, *G. angiporoides*, *G. tripartita*, *Globigerina unicava primitiva*. Бентосные фораминиферы представлены *Clavulinoides szaboi*, *Karrerella siphonella*, *Vaginulina mexicana*, *Marginulina fragaria*, *M. bohmi*, *Saracenaria arcuata*, *Uvigerina jacksonensis*, *U. pygmaea*, *Planulina costata*, *Cibicides dutemplei*. В верхних 10 м в разрезе появляется *Bolivina antegressa*.

В верхней части толщи мергелей (интервал 230—222 м) почти полностью исчезают представители рода *Globigerapsis*, продолжают свое существование *Globorotalia centralis* и крупные глобигерины, появляются единичные *Globigerina gortanii*, *G. officinalis*, *G. ouachitaensis*. Основной фон бентосных фораминифер составляют виды, перешедшие из нижней части толщи. Обновление комплекса происходит за счет появления *Pullenia bulloides*, *Melonis dosularensis*, *Spiroplectammina* ex gr. *caGINATA*, получающих более широкое развитие в вышележащих осадках олигоцена.

Белые мергели верхнего эоцена с резкой границей перекрываются зеленовато- или коричневатосерыми глинами майкопа (хадумская свита), карбонатными в осно-

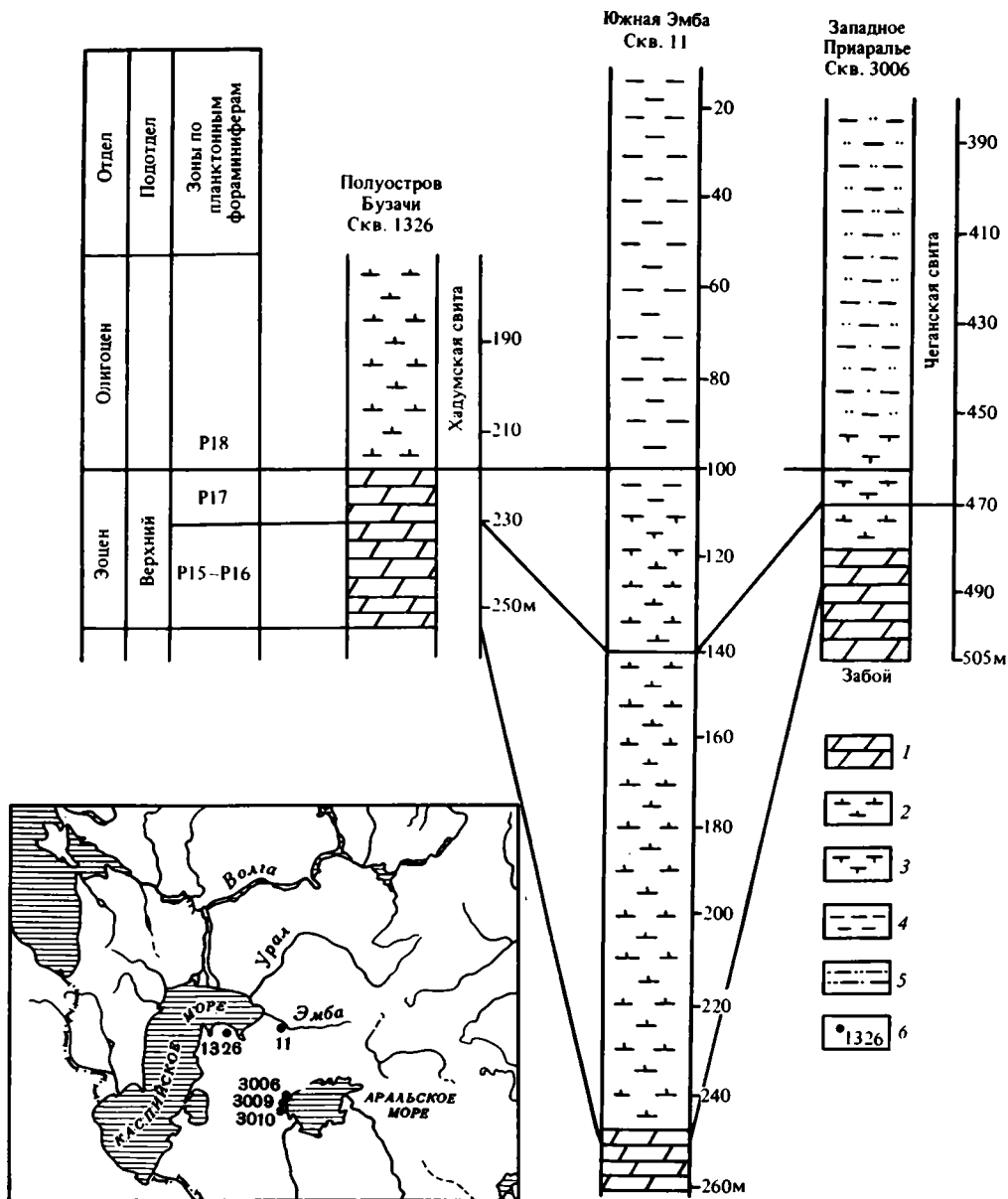


Рис. 33. Сопоставление разрезов разнофациальных отложений пограничного эоцен-олигоценового интервала на территории Западного Казахстана

1 — мергели; 2—5 — глины: 2 — карбонатные, 3 — слабо карбонатные, 4 — некарбонатные, 5 — алевритовые; 6 — номера скважин

На врезке — схема расположения скважин

вании и обогащенными детритом остатков рыб. На этом стратиграфическом уровне происходит отчетливая смена планктонных и бентосных ассоциаций. На глубине 221 м наблюдается резкое обеднение комплекса, планктонные фораминиферы практически отсутствуют, а бентос представлен пиритизированными раковинами *Baggipha iphigenia*, *Saracenaria arcuata*, *Chilostomella balkhanensis*, *Angulogerina angulosa*. На глубине 220 м сообщество включает планктонные фораминиферы — *Chiloguett-*

belina gracilis, *Globigerina ouachitaensis* gnaucki, *G. praebulloides* leroyi, *Globorotalia permicra*, *G. nana*, *Pseudohastigerina micra*, на глубине 215 м в этом комплексе появляется *Globigerina angustiumbilitata* и обильны экземпляры *Pseudohastigerina micra*, а на глубине 206 м — многочисленные *Globorotalia gemma*. Вверх по разрезу карбонатность падает и содержание фораминифер резко сокращается.

В Южно-Эмбенском районе (см. рис. 33, скв. 11) развит другой тип верхнеэоценовых отложений. Общая их мощность 150 м. Нижняя часть разреза (в интервале глубин 250—140 м) начинается 3-метровой пачкой светлых глинистых мергелей с прослоями серо-зеленых глин. Выше мергели постепенно переходят в серые карбонатные глины с зеленоватым и коричневатым оттенком. В этих отложениях, как и на п-ове Бузачи, широко развиты *Globigerapsis index*, *G. tropicalis*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerinita howei*, *G. unicava primitiva*, редко встречаются *Globorotalia centralis* и *Pseudohastigerina micra*. В отличие от бузачинского типа разреза в верхних 14 м рассматриваемой толщи в одном комплексе с глобигерапсисами встречены *Globigerina officinalis*, *G. ouachitaensis*, *Globorotalia permicra*. Состав бентосных фораминифер идентичен таковому на п-ове Бузачи. Среди них появляются элементы олигоценовой микрофауны: *Cibicides almaensis*, *C. oligocenicus*, *C. aff. amphysiliensis*, *Melonis dosularenis*, *Spiroplectammina carinata*.

Верхняя часть разреза (интервал 140—100 м) сложена светло-серыми и зеленовато-серыми глинами, карбонатными, с растительным детритом. Вверх по разрезу карбонатность постепенно уменьшается. Из планктонных фораминифер развиты *Globorotalia centralis*, *Globigerina corpulenta*, *G. angiporoides*, *G. pseudovenezuelana*. Типично полное исчезновение представителей рода *Globigerapsis* и присутствие редких олигоценовых глобигерин. Бентосные фораминиферы в этом интервале те же, что и в верхней части подстилающих отложений. На фоне преобладающих верхнеэоценовых видов встречаются *Cibicides almaensis*, *C. oligocenicus*, *Melonis dosularenis*, появляется *Cibicides speciosus*.

Карбонатные породы верхнего эоцена постепенно сменяются светло-серыми и зеленовато-серыми некарбонатными глинами олигоцена. Граница по микрофауне достаточно четкая и фиксируется исчезновением многих верхнеэоценовых таксонов: *Globorotalia centralis*, крупных глобигерин, а из бентоса — *Vaginulina mexicana*, *Uvigerina jacksonensis*, *Bulimina aksuatica*, *Bolivina antegressa*. Продолжают существовать *Cibicides oligocenicus*, *C. almaensis*, появляются *Pullenia bulloides*, *Bolivina mississippiensis*. Из подстилающих отложений переходят единичные *Karreriella siphonella*, *Bulimina sculptilis*, *Pseudoparella almaensis*, *Marginulina fragaria*, *Cassidulina globosa*. Планктонные фораминиферы встречаются sporadически — *Globigerina praebulloides* leroyi, *Globorotalia aff. permicra*. В 50 м выше основания олигоцена отмечены нередкие *Pseudohastigerina micra* и единичные *Globigerina ampliapertura* и *Globorotalia increbescens*.

В Западном Приаралье (см. рис. 33, скв. 3006) к верхнему эоцену принадлежит толща мергельно-глинистых пород общей мощностью 33 м. По планктонным фораминиферам отложения расчленяются на две части, из которых нижняя (интервал 496—470 м) сложена светло-серыми массивными мергелями, переходящими кверху в карбонатные глины. Комплексы планктонных фораминифер характеризуются широким, иногда массовым развитием глобигерапсисов при постоянном присутствии *Globigerina corpulenta*, *G. angiporoides*, *G. pseudovenezuelana*, *G. praebulloides*, *Globorotalia centralis*. В составе бентосных сообществ встречены *Clavulinoides szaboi*, *Clavulina colomi*, *Vaginulina mexicana*, *Planulina costata*, *Uvigerina jacksonensis*, *U. hispida*, *Anomalina affinis*, *Cibicides dutemplei*, *Bolivina microlancetiformis*, *Spiroplectammina carinata*. Вблизи кровли появляется *Bolivina antegressa*.

Совершенно аналогичные комплексы планктонных и бентосных фораминифер встречены в соседних скважинах 3009 (интервал 412—390 м) и 3010 (интервал 369—343 м).

Верхняя часть верхнеэоценовых отложений скв. 3006 в интервале 470—464 м пред-

ставлена в фации чеганских глин: голубовато-серых, слабокарбонатных, слабоалевритистых, тонкоплитчатых. Наблюдается полное исчезновение глобигерапсинов, продолжают встречаться *Globorotalia centralis* и редкие *Globigerina gortanii*, *Globorotalia nana*, *G. increbescens*. Из подстилающих осадков переходят *Globigerina yegnaensis*, *G. pseudovenezuelana*, *Globigerinita unicava primitiva*. Комплексы бентосных фораминифер имеют смешанный состав: наряду с преобладающими типично верхнеэоценовыми видами, перечисленными выше, появляются *Melonis dosularensis*, *Pullenia bulloides*, *Cibicides oligocenicus*, характерные для олигоцена. В скважинах 3009 и 3010 идентичный комплекс выделяется соответственно в интервалах глубин 390—373 и 343—327 м.

В скв. 3006 граница эоцена и олигоцена проходит в монотонной толще чеганской свиты (голубовато-серые бескарбонатные глины, слабокарбонатные в основании). Несмотря на однообразный литологический состав, граница отделов отчетливо устанавливается по смене комплексов микрофауны.

Планктонные и бентосные фораминиферы выделены из пачки слабокарбонатных глин на глубине 463 м. Планктонные фораминиферы включают *Globigerina officinalis*, *G. ouachitaensis gnaucki*, *G. ouachitaensis ouachitaensis*, *G. praebulloides leroyi*, *Globorotalia permicra*, *G. gemma*. Бентосную часть сообщества составляют многочисленные пиритизированные *Angulogerina angulosa*, *Baggina iphigenia*, *Bolivina mississippiensis*. Выше микрофауна отсутствует.

Материалы по скважинам 1326, 11 и 3006 из трех различных районов Западного Казахстана показывают, что в отложениях верхнего эоцена — нижнего олигоцена здесь, как и на Северном Кавказе, по планктонным фораминиферам можно установить три подразделения. Основная часть верхнего эоцена принадлежит зоне *Globigerina tropicalis* и крупных *Globigerina*. Выше располагается зона *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii*, где глобигерапсины исчезают и появляются редкие представители олигоценового планктона. По кровле ее проводится граница эоцена и олигоцена. Осадки олигоцена характеризуются *Globigerina officinalis*, *G. ouachitaensis ouachitaensis*, *G. ouachitaensis gnaucki*, *Globorotalia permicra*, *G. nana*, *G. gemma*, *Chilouembelina gracillima*, *Pseudohastigerina micra*. Их обедненный состав не позволяет судить о зональной принадлежности отложений, но присутствие последнего вида ограничивает возраст осадков рамками зон *Globigerina taruensis* и *Globigerina sellii* (нижний олигоцен).

Как впервые было отмечено Т.П. Бондаревой [1955, 1964], чеганская свита в Приаралье имеет верхнеэоценовый возраст в нижней части и нижнеолигоценовый в верхней. Анализ распространения планктонной фауны в разрезах обеспечивает привязку отложений к зональной шкале и позволяет оценить стратиграфический объем свиты. Соотношение хроно- и литостратиграфических границ оказывается очень сложным.

В скв. 3006 Западного Приаралья нижняя граница чеганской свиты совпадает с кровлей зоны *Globigerina tropicalis* и крупных *Globigerina* (верхний эоцен). Граница эоцена и олигоцена (т.е. кровля зоны *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii*) располагается в 8 м выше подошвы чегана. Основная часть этой свиты относится к олигоцену. Но в стратотипической области развития чеганской свиты (в Северном Приаралье и прилегающих районах Северного Устьюрта) ее стратиграфический объем в результате возрастного скольжения границ существенно изменяется по площади [Прусова, 1970]. Так, на востоке Северного Приаралья (гора Термебес, скв. 437) чеган представлен в объеме всего верхнего эоцена и низов олигоцена; в центре Северного Приаралья (Тугузская мегасинклиналь, скв. 622) — в объеме верхней части верхнего эоцена и олигоцена; на западе, и в крайней части Северо-Устьюртского прогиба (скв. 633), чеганская свита, по всей вероятности, имеет только олигоценовый возраст. Однако это утверждение не бесспорно, так как свиты в этом районе выделяются с трудом и необходимы дальнейшие микропалеонтологические исследования.

Скв. 3006 пока является единственной в Западном Приаралье, из которой параллельно с изучением планктонных фораминифер проводились палинологические исследования. Опробована часть разреза в интервале глубин 447—504 м (от зоны *Globigerina turcmenica* среднего эоцена до нижнего олигоцена) с частотой отбора проб через 2 м. В отложениях этого возраста выделено четыре палинокомплекса (рис. 34).

Комплекс *A* выделен в основании изученного разреза по единственной пробе с глубины 504 м. Наряду с доминированием "кверкоидной" и "каштаноидной" пыльцы заметную роль (более 20%) здесь играет трехборозднопоровая пыльца *Araliaceoipollenites euphorii* R. Potonie, а также пыльца *Triatriopollenites*, в том числе "мирикоидного" типа (более 5%). Общее количество "кверкоидной" пыльцы еще не достигает максимального насыщения и составляет менее 45% в отличие от вышележащих осадков, где ее содержание в отдельных пробах превышает 90%. Существенно присутствие *Rhus* (более 5%). В единичных зернах из голосеменных отмечена пыльца гинкго, а среди покрытосеменных *Myricaceae*, *Juglandaceae*, *Magnoliaceae*, *Hamamelidaceae* (*Fothergilla vera* Lub.), *Platanus*, *Buxus*, *Palmae*. Палинокомплекс *A* приурочен к нижним слоям зоны *Globigerina turcmenica* среднего эоцена.

Палинокомплекс *B* установлен в интервале 502—485 м. Он характеризуется заметным преобладанием "кверкоидной" пыльцы — *Quercus graciliformis*, *Q. gracilis*, *Q. conferta*, *Q. sparsa* при доминировании первого вида. Существенное место в комплексе занимает "каштаноидная" пыльца, прежде всего *Castanopsis pseudocingulum* (Potonie) Boitz, содержание которой превышает иногда 10%. Обычна пыльца *Rhus* (до 10%). Единично присутствует пыльца *Myricaceae* (*Myrica glabraeformis* Boitz., *M. vera* Sauer), *Juglandaceae* (*Juglans*, *Carya*, *Engelhardtia*), *Castanea crenataeformis* Samig., *Magnoliaceae*, *Hamamelidaceae*, *Liquidambar zaianica* Pan., *Platanus*, *Nyssa*, *Aralia* cf. *sibirica* Pan., *Palmae*, *Pandanus* и др. Количество пыльцы голосеменных (*Cedrus*, *Pinus*, *Ephedra*), как и спор *Polypodiaceae*, крайне незначительно. Пыльцы, определенной по искусственной системе, до 5%. Она представлена *Triporopollenites*, *Tricolporopollenites* и др. Палинокомплекс *C* в интервале 485—480 м является переходным. Он характеризуется попеременным преобладанием пыльцы голосеменных и покрытосеменных. В конце интервала "кверкоидная" и "каштаноидная" пыльца практически исчезает. На глубине 480—481 м заметно возрастает содержание споровых, помимо *Polypodiaceae*, развиты также *Lygodium* и *Schizaea*. В спектре голосеменных доминирует пыльца *Pinus minutus* Zakl. и других видов *Pinus*, а также пыльца разных видов эфедры. Единично присутствует *Cedrus piniformis* Zakl. Появляется пыльца таксодиевых. Роль "кверкоидной" пыльцы заметно падает (до 25—30%), а среди "каштаноидной" пыльцы *Castanea crenataeformis* Samig. сменяет *Castanopsis pseudocingulum* (R. Potonie) Boitz. Для этого интервала типично увеличение содержания пыльцы *Magnoliaceae* и *Hamamelidaceae*. Сохраняется прежняя роль пыльцы *Rhus*, однако и она практически исчезает в конце интервала. Единично отмечается пыльца *Myrica*, *Juglandaceae* (*Juglans*, *Engelhardtia*), *Liquidambar*, *Buxus*, *Nyssa granulata* Pan., *Araliaceae*, *Palmae* (*Sabal*). Появляется пыльца *Ulmaceae*, *Moraceae*, *Nymphaeaceae*, *Menispermaceae*, *Euphorbiaceae*, *Ericaceae*, *Liliaceae*, *Potamogeton*.

Палинокомплекс *D* приурочен к интервалу 480—447 м, т.е. развит в отложениях верхней части верхнего эоцена и в базальных слоях олигоцена. Состав палинокомплекса неоднороден, испытывает изменения по разрезу, но в целом отличается преобладанием пыльцы голосеменных над остальными группами. Особенно разнообразна пыльца сосновых и таксодиевых (виды различных родов). Появляется, а затем все большую роль играет пыльца сережкоцветных, ильмовых и других типичных представителей тургайской флоры Казахстана. Пыльца буковых встречается постоянно, но в крайне незначительном количестве (жестколистны дубы *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta*).

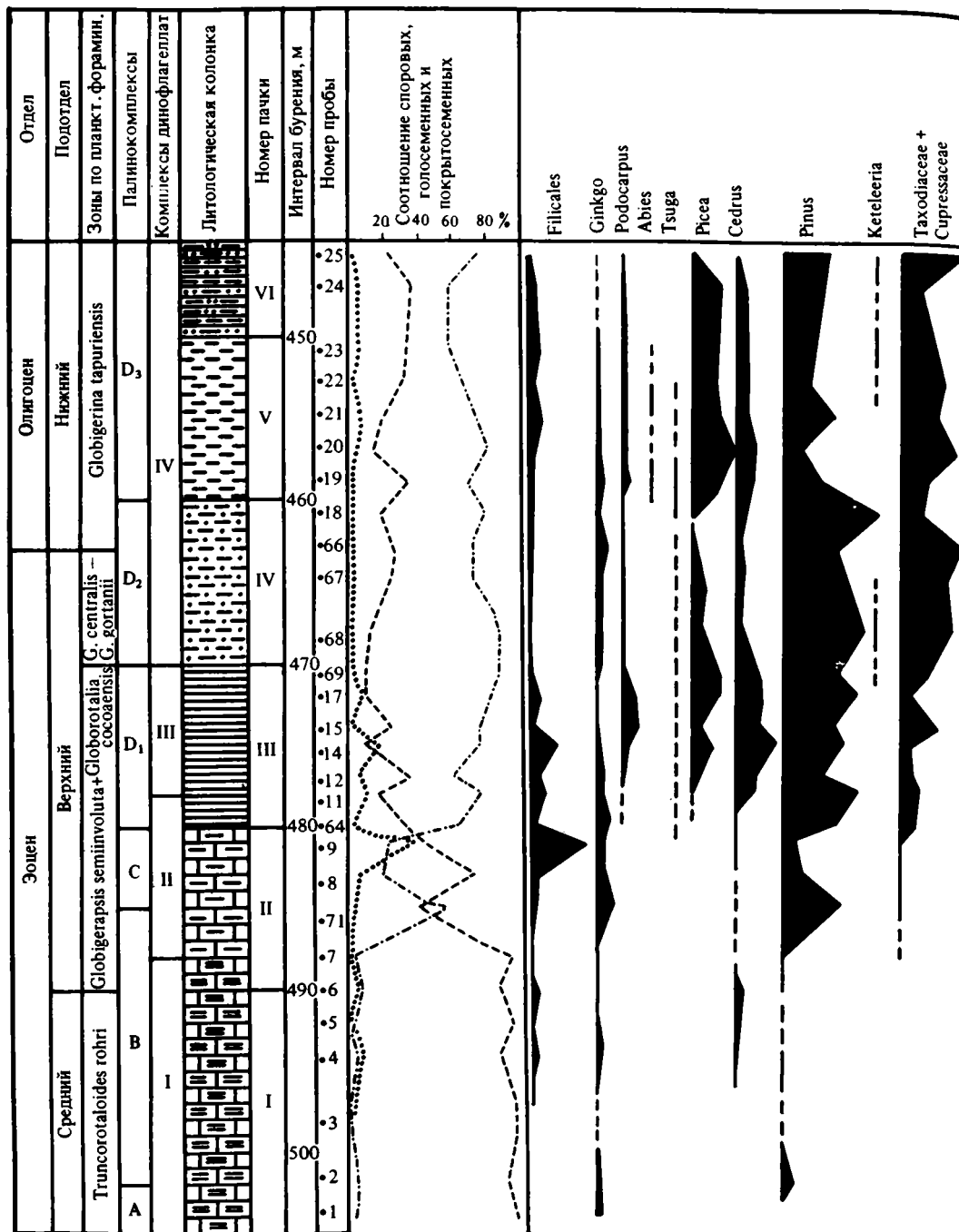
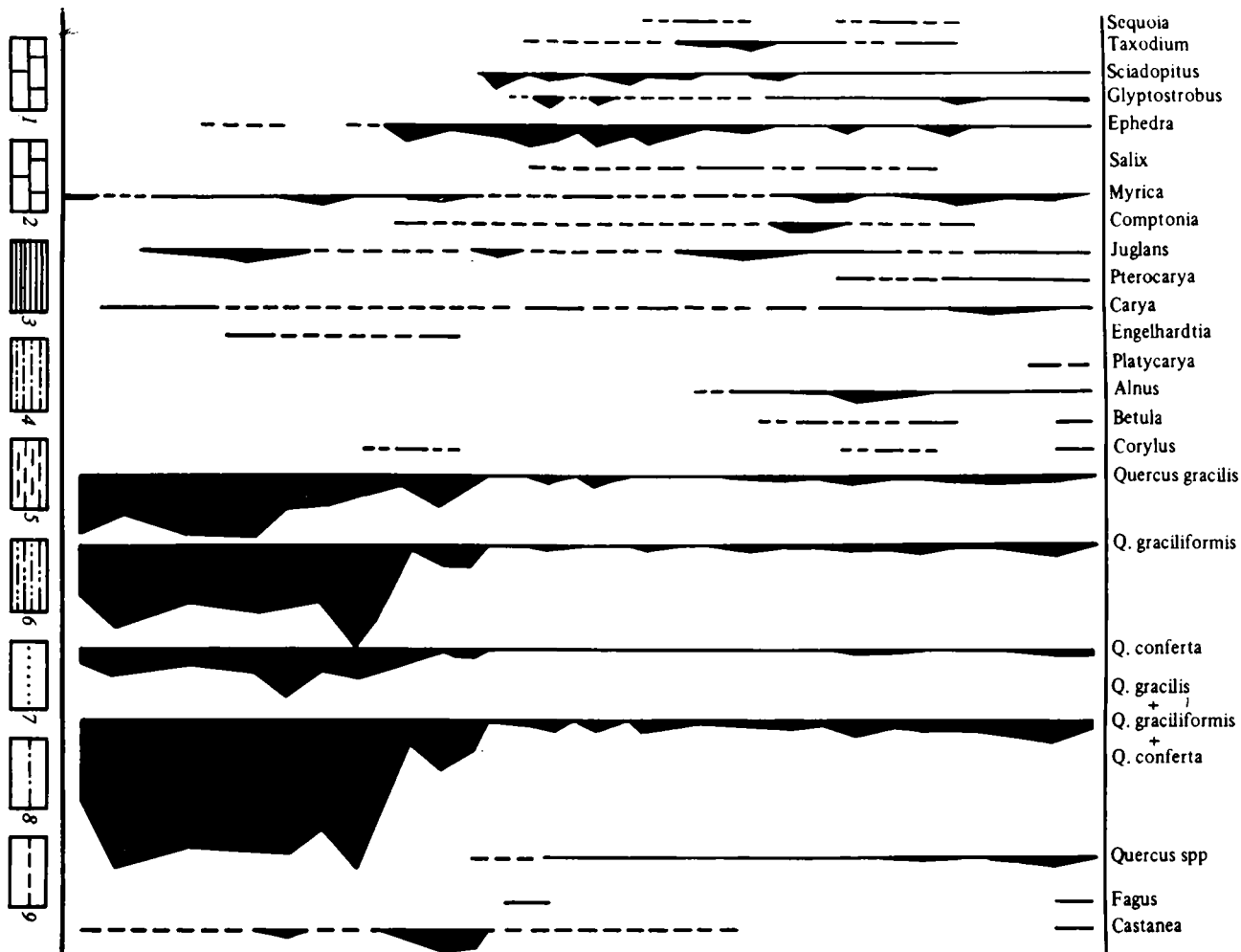
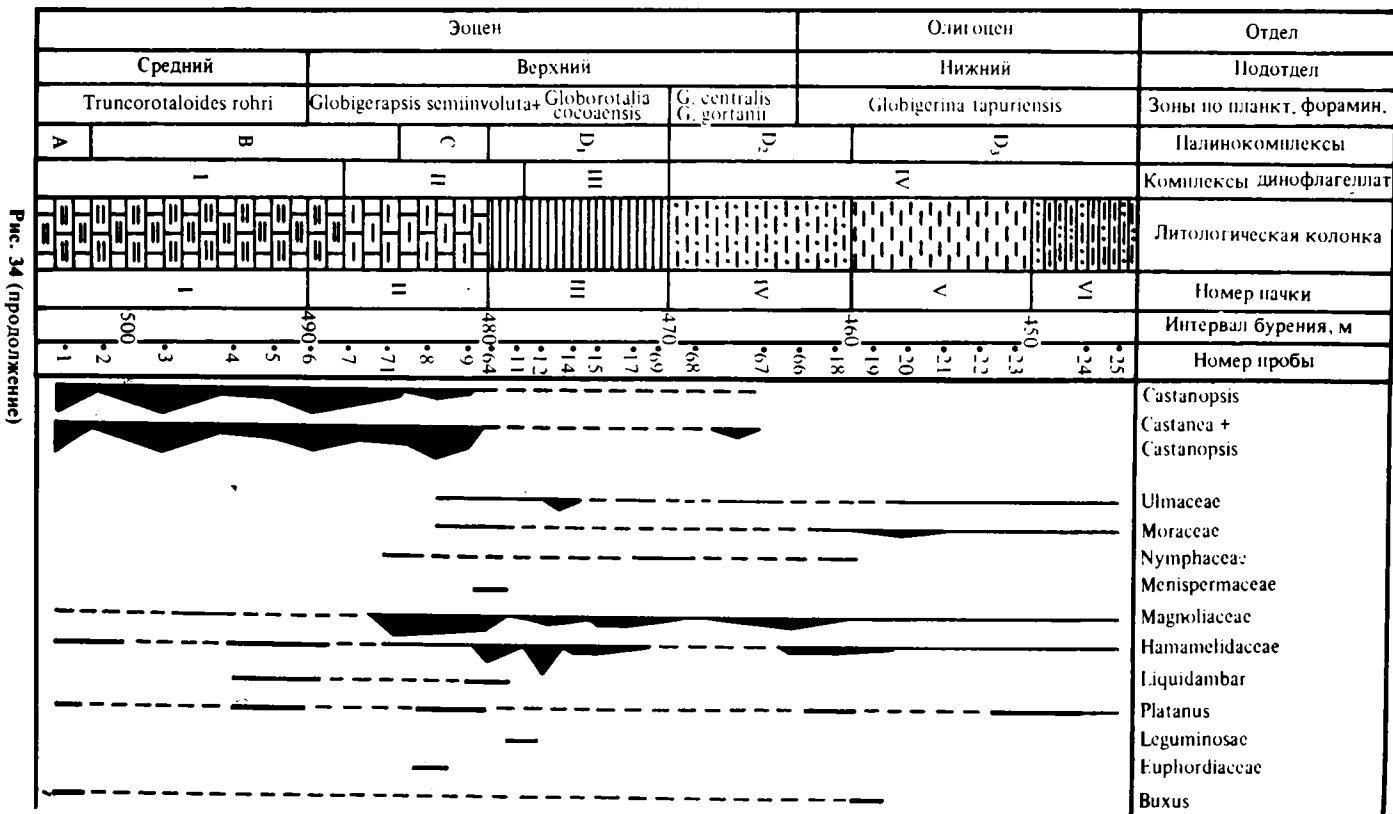
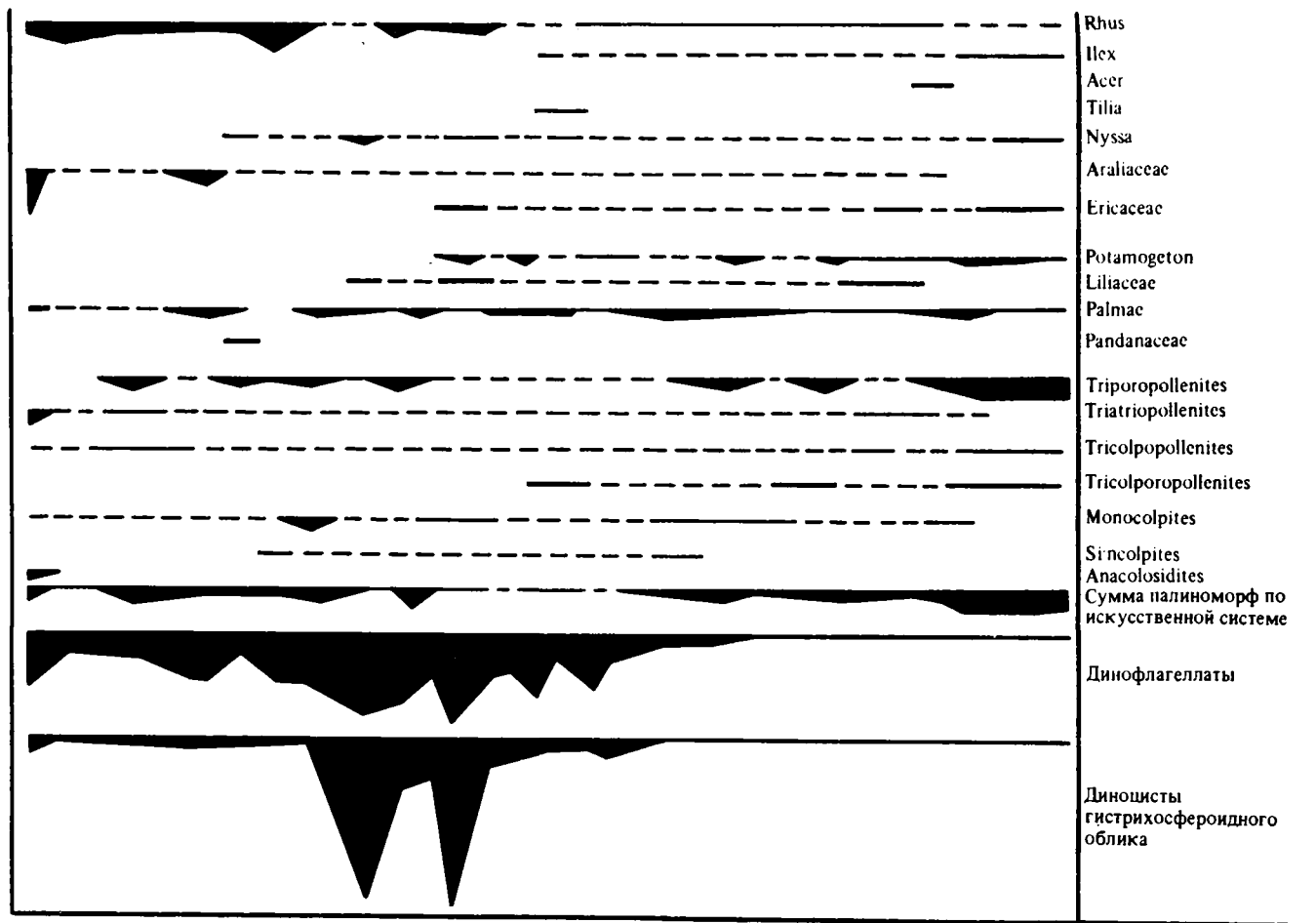


Рис. 34. Спорово-пыльцевая диаграмма пограничных слоев эоцена и олигоцена, вскрытых скв. 3006 (Приаралье)

1, 2 — мергели: 1 — с остатками рыб, 2 — массивные; 3—6 — глины: 3 — карбонатные, 4 — слабо-карбонатные алевроитовые, 5 — некарбонатные, 6 — чередующиеся со слюдистыми алевроитами; 7—9 — содержание спор (7) и пыльцы (8, 9): 8 — голосеменных, 9 — покрытосеменных







В верхней части разреза значение пыльцы дубов увеличивается, но к вышеуказанным субтропическим видам добавляется пыльца листопадных тургайских таксонов и пыльца *Triropollenites*, сходная с пыльцой граба.

Палинокомплекс *D* может быть подразделен на три подкомплекса с постепенными переходами между ними. Нижний подкомплекс *D₁* охватывает 10-метровый интервал разреза (480—470 м). Он отличается следующими особенностями. Спектры голосеменных характеризуются заметным участием пыльцы родов *Podocarpus*, *Cedrus*, *Picea*, *Sciadopitys* и еще относительно невысоким содержанием пыльцы таксодиевых. Род *Pinus* представлен пятью видами, *Cedrus* — тремя. Встречена пыльца ели секций *Omorica* и *Euripicea*, в том числе типично палеогеновый вид *Picea alata* Zakl. Роль сережкоцветных еще крайне незначительна, и по количеству они уступают магнолиевым и гаммелиевым, доминирующим в спектрах покрытосеменных. Появляются *Ilex* и *Tilia* (*Tilia* cf. *compacta* Kulk.). Среди однодольных присутствуют *Palmae*, *Liliaceae*, *Potamogeton*. Относительно высокое содержание пыльцы *Cedrus* и *Ephedra*, возможно, указывает на некоторое иссушение климата на фоне общего похолодания.

Подкомплекс *D₂* приурочен к следующему 10-метровому интервалу. Ему свойственно прежде всего увеличение содержания пыльцы таксодиевых, включая секвойю и таксодиум, а также кипарисовых. В отдельных пробах пыльца таксодиевых преобладает над пыльцой сосновых. Падает роль пыльцы ели, кедра и эфедры. Среди покрытосеменных постоянно присутствует, а иногда встречается в количестве до 5—10% пыльца восковницы, комптонии и ореховых (особенно *Juglans*).

Постоянно в небольших количествах отмечается пыльца магнолиевых и травянистых (*Palmae*, *Liliaceae*, *Potamogeton*).

Подкомплекс *D₃* отвечает интервалу 460—447 м, где вскрыты осадки нижнего олигоцена. Он в своих основных чертах типичен для нижнего олигоцена Казахстана. В спектре голосеменных вместе с *Pinus* и *Taxodiaceae* вновь заметную роль играет пыльца *Picea* и *Cedrus*. Появляются *Abies*, *Tsuga* и *Keteleeria*. Однако это происходит при некотором общем сокращении количества пыльцы голосеменных вверх по разрезу. В спектрах сережкоцветных, кроме *Myracaceae* и *Juglandaceae* (*Carya spackmania*, *Juglans polyporata*), постоянно присутствует пыльца березовых, особенно ольхи. Несколько возрастает количество пыльцы буковых, в том числе за счет новых, ранее не встречавшихся видов дубов, имеющих пыльцу более крупных размеров. Сохраняется некоторое количество пыльцы жестколистных дубов (*Quercus graciliformis*, *Q. gracilis*, *Q. conferta*). Единично встречается пыльца *Ulmaceae*, *Moraceae*, *Magnoliaceae*, *Hamamelidaceae*, *Platanus*, *Rhus*, *Ilex*, *Acer*, *Nyssa*, *Araliaceae*, *Ericaceae*, однодольных. В верхней части данного интервала (454—447 м) в количестве до 10% и более встречается трехпоровая пыльца, сближаемая с пыльцой сережкоцветных (*Carpinus*?).

Палинокомплексы из вышеуказанных осадков детально не изучались. Нижнеолигоценовый возраст пород в интервале 450—300 м (верхняя часть чеганской свиты — ащайрыкская свита) подтверждается присутствием практически во всех пробах обычных таксонов нижнего олигоцена — *Carya spackmania*, *Juglans polyporata*, *J. sieboldianiformis*, *Betula gracilis* и др.

Предварительное изучение микрофитопланктона показало, что он присутствует в пределах всего разреза, группируясь в четыре комплекса.

Комплекс I (интервал 504—485 м) характеризуется относительно невысоким содержанием перидиней (100—200 экз. на 200 пыльцевых зерен) и почти полным отсутствием диноцист гистрихосфероидного типа. Остатки зеленых водорослей *Crassosphaera* встречаются единичными экземплярами. Из перидинеевых присутствуют *Wetzeliella articulata* Eis., *Deflandrea phosphoritica* Eis. и другие виды этих родов, количество и разнообразие которых заметно возрастает выше уровня 494 м. В низах верхнего эоцена обнаружен зональный вид *Kisselovia clathrata* (Eis.)

Vozzhen., типичный в Парижском бассейне для зоны W12—13 верхнего эоцена [Cavelier, Pomerol, 1983].

В комплексе II отмечается два пика диноцист гистрихосфероидного типа. Динофлагелляты родов *Deflandrea*, *Wetzeliiella* и *Kisselovia* достигают наибольшего разнообразия и доминируют в количественном отношении. Продолжает встречаться *Kisselovia clathrata*, *K. ornata* f. *ornata* Vozzhen., *Wetzeliiella articulata*, много *Microdinium*. Из среднего эоцена переходят *Deflandrea speciosa*, *Wetzeliiella coleothrups*. В небольшом количестве присутствуют зеленые водоросли *Crassosphaera*.

В комплексах III и IV наблюдается последовательное сокращение количества и разнообразия фитопланктона. В комплексе III еще продолжают существовать некоторые характерные верхнеэоценовые виды, включая *Kisselovia clathrata*. Наиболее заметное сокращение количества диноцист имеет место на границе комплексов III и IV, т.е. в подошве зоны *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* верхнего эоцена. Границу эоцена и олигоцена переходят лишь отдельные виды.

Результаты палинологического анализа (скв. 3006) отражают этапы развития флоры и растительности Западного Казахстана. Главный и, пожалуй, единственный рубеж изменения флоры связан с заметным похолоданием и принципиальным изменением особенностей фитоценозов. Он устанавливается в интервале глубин 480—485 м верхнего эоцена. У этого рубежа наблюдается редукция всех предшествующих доминантов палинокомплексов. Массовую "кверкоидную" и "каштановидную" пыльцу замещает пыльца голосеменных, которая господствует в вышележащих осадках позднего эоцена — раннего олигоцена.

В итоге можно сделать следующие выводы.

1. Смены комплексов палинофлор не совпадают с границами зон по планктонным фораминиферам. Так, наиболее резкая их перестройка (комплекс *C* и его граница с палинокомплексом *D*) находится внутри зоны *Globigerina tropicalis* и крупных *Globigerina*, отражая похолодание в середине позднего эоцена. Аналогичный вывод следует и при сравнении фораминиферовой шкалы с комплексами фитопланктона. Можно говорить о совпадении одного рубежа — подошвы зоны *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* верхнего эоцена с границей между палинологическими подкомплексами *D₁* и *D₂* и границей между комплексами III и IV фитопланктона, где происходит почти полная его редукция. Понижение ранговости границы, проводимой здесь по флористическим данным, очевидно. Крупному изменению в составе планктонных фораминифер в подошве зоны *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* соответствуют второстепенные изменения палинофлоры (между подкомплексами) и фитопланктона. Точно также кардинальной перестройке фауны планктонных фораминифер на рубеже эоцена и олигоцена отвечает слабое изменение палинологических подкомплексов.

2. Палинокомплексы *A* и *B* отражают относительно длительный период существования субтропической лесной растительности на территории Казахстана, юга Западной Сибири и восточной части Крымско-Кавказской области. Эти леса отличались выдержанностью состава основных лесообразователей — вечнозеленых дубов, кастанописов, магнолиевых, гаммелиевых, вечнозеленых восковниц, арелиевых, пальм и других термофильных компонентов. Последнее делает уверенной корреляцию местных стратиграфических подразделений среднего—первой половины позднего эоцена на этой огромной территории.

Комплекс *C* и, отчасти, подкомплекс *D₁* соответствуют времени коренной перестройки флоры и растительности в связи с похолоданием в середине позднего эоцена. Перестройка сопровождалась, по всей видимости, созданием мозаичной фитоценозной картины с непостоянным составом видообразователей как по латерали, так и во времени. Это приводит к пестроте близких по возрасту спорово-пыльцевых комплексов разных районов. В одних из них, включая район скв. 3006,

заметную роль среди лесообразователей играли сосновые и таксодиевые¹, в других — лиственные древесные породы. В результате создаются некоторые трудности в унификации палинокомплексов для этого этапа.

Подкомплексы D_2 и D_3 характеризуют этап становления мезофильной тургайской флоры с господством хвойных, сережкоцветных и широколиственных листопадных древесных пород (ильмы, клены, липы и др.).

3. Необходимо отметить общую тенденцию в изменении состава палинокомплексов из отложения верхнего эоцена и нижнего олигоцена двух удаленных друг от друга разрезов — Ланджар в Южной Армении и скв. 3006 в Западном Приаралье. Связанное с похолоданием резкое увеличение количества пыльцы голосеменных (особенно сосновых) происходит в интервале верхней части зоны *Globorotalia cosoensis*, зоны *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* (верхний эоцен) и зоны *Globigerina tapuriensis* (нижний олигоцен) разреза Ланджар и в синхроничных отложениях скв. 3006 Приаралья. На одних и тех же уровнях верхнего эоцена и нижнего олигоцена (пограничные слои зон *Globigerapsis semiinvoluta* и *Globorotalia cosoensis*, низы зоны *Globigerina tapuriensis*) фиксируются две фазы относительной аридизации, выраженной "пиками" эфедры и кедра. Редукция пыльцы субтропических дубов и каштанодубов, а также сумаха в обоих районах происходит в середине верхнего эоцена (середина зоны *Globorotalia cosoensis* в разрезе Ланджар).

Конечно, сами палинокомплексы разреза Ланджар и скв. 3006 имеют существенные различия в своем составе, что обусловлено разными климатическими условиями (влажность и температура). В спектре голосеменных в Приаралье кроме сосны заметную роль играют ель и таксодиевые. В разрезе Ланджар доминирует пыльца сосны и кедра.

Редукция диноцист и в том, и другом разрезе происходит на уровне зоны *Globorotalia centralis* — *Globigerina gortanii* (верхний эоцен).

4. Падение среднегодовых температур за переходный период перестройки растительного покрова (время формирования осадков с комплексом C) ориентировочно может быть оценено в 6—8°C. Это понижение температуры сопровождалось уменьшением влажности климата (пики сосны, кедра и ели в подкомплексе D_1). Сходная картина рисуется и для некоторых других районов Крымско-Кавказской области, Казахстана и Средней Азии (Крым, Таджикистан, северо-западная часть Северного Устюрта) [Аристова, 1973; Лейе, 1973; Пулатова, 1973].

Заключение

Изложенные материалы наглядно показывают, что зональная шкала по планктонным фораминиферам обеспечивает расчленение и корреляцию осадков верхнего эоцена и нижнего олигоцена океанических бассейнов и разновозрастных пелагических отложений на континентах. Площади, занимаемые на земном шаре этими глубоководными отложениями с известковым планктоном, несоизмеримо велики по сравнению с ареалами более мелководных фаций. Эти пелагические осадки океанов и континентов и зональная шкала по планктонным фораминиферам и должны составить основу общей стратиграфической схемы палеогена.

При переходе к морским мелководным фациям важнейшее значение приобретают крупные и мелкие бентосные фораминиферы. Соотношение зон по планктонным фораминиферам и нуммулитидам хорошо изучено — верхнему эоцену соответствует зона *Nummulites fabianii* s.l. (с несколькими подзонами), нижнему олигоцену — зона *Nummulites intermedius*. Мелкие бентосные фораминиферы в верхне-эоценовых отложениях образуют чрезвычайно характерный комплекс, который

¹ Учитывая высокую пыльцевую продуктивность хвойных, не следует думать, что даже при абсолютном доминировании пыльцы этой группы в палинокомплексах ее продуцентами были сосново-таксодиевые, а не смешанные леса с заметным участием лиственных пород.

иногда называют "белоглинским". Он четко прослеживается во многих разрезах Закавказья, в Крыму, на Северном Кавказе, в Закаспии и Приаралье, а за пределами СССР — на территории Румынии, Венгрии, Польши, Италии, Сирии [Крашенинников, 1964, 1965; Hantken, 1875; Hagn, 1956; Braga et al., 1975; Grünig, Herb, 1980; Ordzywolska-Bienkova, Pozariska, 1984; Bratu, 1985; Grüning, 1985]. Гораздо хуже известны ассоциации мелких бентосных фораминифер из отложений нижнего олигоцена, что в значительной мере объясняется развитием разнообразных фаций (карбонатных и некарбонатных). Восполнение этого пробела — одна из первоочередных задач стратиграфии палеогена.

Соотношение подразделений, установленных по палинокомплексам, с зонами по планктонным фораминиферам известно очень плохо. Исследования в этом направлении только начинаются. Они приносят важные результаты. Так, общая тенденция трансформации палинофлор на протяжении позднего эоцена — раннего олигоцена в двух различных палеобиогеографических провинциях (Южная Армения и Приаралье) оказывается почти идентичной; границы стратиграфических единиц по флоре и фауне либо не совпадают, либо изменение палинофлор и планктонных фораминифер отмечено различной масштабностью; переход субтропической палинофлоры к умеренно субтропической (тургайской) носил постепенный характер, захватив вторую половину верхнего эоцена и отражая ухудшение климатических условий (похолодание); это изменение предшествовало по времени коренному изменению планктонных фораминифер у рубежа эоцена и олигоцена. Изложенные выводы имеют принципиальное значение для общей стратиграфии палеогена, но они должны быть проверены на серии других разрезов.

В региональном плане палинокомплексы из палеогеновых отложений скв. 3006 преобретают важное корреляционное значение, позволяя проводить сопоставление с прибрежно-морскими и континентальными отложениями других районов Казахстана и Западной Сибири. Комплекс *B* в полном объеме может быть сопоставлен с комплексом *C-Q* (*Castanopsis pseudocingulum* — *Quercus gracilis*) и, возможно, частично с комплексами *C-C* (*Castanopsis pseudocingulum* — *Castanea crenataeformis*) и *Q-Q* (*Quercus gracilis* — *Q. graciliformis*), характеризующими тавдинскую свиту юга Западной Сибири и ее континентального аналога — юрковскую свиту. Комплекс *A* по присутствию *Araliaceoipollenites euphorii* при относительно небольшом участии "кверкоидной" пыльцы сопоставляется с комплексами нюрольской и люлинворской свит этого региона: *C-C* (*Castanopsis pseudocingulum* — *Castanea crenataeformis*) и *A-T-T* (*Araliaceoipollenites euphorii* — *Triatriopollenites plicatus* — *Trudopollis pompeckii*). Комплексы *C* и *D* коррелируются с комплексами *Q-Q* (*Quercus gracilis* — *Q. graciliformis*) и *Carya spackmania* верхов тавдинской свиты, курганских слоев и низов атлымской свиты [Панова, 1971; Головеров и др., 1984; Кулькова, 1984; Шацкий, 1984].

Выделенные палинокомплексы по доминирующим компонентам могут быть сравнены с доминантами палинолон С.М. Бляховой [1981] для Северо-Устьюртского прогиба и Сырдарьинской (Кызылкумской) впадины. Комплексу *A*, по-видимому, отвечает палинолона *Araliaceoipollenites euphorii* — *Tricolporopollenites cingulum* — *Quercus graciliformis*; комплексу *B* — палинолона *Tricolporopollenites cingulum* — *Q. graciliformis* и *Q. graciliformis* — *Q. conferta*; комплексу *C* и отчасти подкомплексу *D₁* — палинолона *Quercus conferta* — *Juglans polygorata*.

Палинокомплексы разреза скв. 3006 могут быть сопоставлены и с палинозонами Е.П. Бойцовой [1972], выделяемыми ею для саксаульского и чеганского горизонтов восточной части Западного Казахстана. Палинокомплекс *D* по высокому содержанию пыльцы сосновых и таксодиевых, сокращению количества "кверкоидной" пыльцы и увеличению количества пыльцы мезофильных сережкоцветных более сходен с комплексом туранглинской свиты (= верхнечеганской подсвиты).

Большие перспективы для стратиграфии палеогена открывает микрофитопланктон. Даже предварительное его изучение позволяет сопоставить отложения верх-

него эоцена и низов олигоцена скв. 3006 с белоглинским и низами кызылджарского горизонтов Крыма [Аристова, 1973], а также с толщей аргиллитоподобных и листоватых глин с прослоями алевритов и песков среднего—верхнего эоцена, вскрытых скважинами в восточной части Тургайского прогиба [Шарафутдинова, 1981, 1984]. Близкий состав микрофитопланктона выявлен в скв. 37 (интервал глубин 163—143 м) в пределах Кенга-Чухинского свода Обь-Иртышского междуречья [Кулькова, Шацкий, 1984]. Всестороннее изучение фитопланктона становится насущной задачей палеогеновой стратиграфии.

Нет сомнения, что в комплексном изучении различных групп фауны и флоры заложена основа создания универсальной стратиграфической шкалы, в равной степени применимой к палеогеновым осадкам различных палеоклиматических поясов и фациальных типов в океанических бассейнах и на континентах.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕАРКТИКИ ПО МЛЕКОПИТАЮЩИМ

При расчленении и стратиграфической корреляции континентальных толщ неогена определяющую роль играют остатки млекопитающих. К настоящему времени для некоторых районов Палеарктики созданы региональные шкалы, основанные на смене комплексов млекопитающих и эволюционных изменениях в отдельных линиях их развития. Дробность стратиграфических подразделений не одинакова в различных шкалах и для разных временных интервалов одной и той же шкалы, что объясняется неодинаковой степенью изученности отложений и истории содержащихся в них фаун. В одних случаях это обусловлено отсутствием или малым количеством местонахождений остатков млекопитающих в том или ином стратиграфическом интервале, в других — недостатком знаний о филогении и стратиграфическом распространении форм.

Несмотря на некоторые недостатки региональных шкал, они крайне важны для познания основных этапов истории развития фаун млекопитающих в различных частях Палеарктики и для решения задач практической геологии. Такие шкалы позволяют осуществлять довольно детальное расчленение и корреляцию континентальных отложений внутри каждого региона. Определенные успехи достигнуты и в межрегиональных корреляциях континентальных отложений. Однако сопоставление по млекопитающим на дальних расстояниях весьма затруднено из-за значительных провинциальных различий. Недоучет этих различий часто приводил к ошибочным сопоставлениям местонахождений остатков млекопитающих, особенно в тех случаях, когда корреляция осуществлялась на основе оценки общего облика фауны.

Такие ошибки сведутся к минимуму, если будет разработана общая для Палеарктики шкала континентальных отложений с учетом провинциальных и ландшафтно-климатических особенностей фаун. Для создания такой шкалы необходима корреляция местонахождений млекопитающих различных частей Палеарктики. Но для надежности дальней корреляции местонахождений млекопитающих обязательна общая шкала континентальных отложений. Последняя станет реальностью лишь при условии осуществления дальней корреляции местонахождений. Имеется только одна возможность решить эту сложную задачу: сопоставление опорных местонахождений различных районов Палеарктики методами, независимыми от истории формирования фаун млекопитающих. Именно тогда возникает предпосылка для выработки фаунистических характеристик стратиграфических единиц континентальной шкалы, определения продолжительности и возраста этих подразделений.

В своей работе наряду с фаунистическими критериями мы стремились максимально использовать другие методы корреляции. При сопоставлении неогеновых отложений юга европейской части СССР и Средиземноморья, а также с кон-

тинентальными отложениями других районов приняты во внимание результаты палеомагнитных исследований, радиоизотопные датировки, находки известкового наннопланктона и планктонных фораминифер, фауна моллюсков, остатки млекопитающих. В итоге построена схема корреляции (рис. 35). Мы не будем подробно останавливаться на анализе фактического материала, который был использован для корреляции местонахождений млекопитающих, морских и континентальных отложений и для оценки возраста границ стратиграфических подразделений. Он изложен в других работах [Певзнер и др., 1982; Певзнер, Вангенгейм, 1984, 1986]. Остановимся лишь на некоторых принципиальных вопросах — решенных и ждущих своего решения.

В истории фаун млекопитающих позднего миоцена и плиоцена на огромном пространстве Палеарктики выделяются четыре крупных этапа. В континентальной шкале Западной Европы это валлезий, туроллий, русциний и виллафранк. Весьма вероятно, что рубежи между этими этапами, установленными в различных частях Палеарктики, синхронны [Певзнер и др., 1982; Певзнер, Вангенгейм, 1984].

На границах этапов происходят весьма существенные изменения в фауне млекопитающих, но в различных регионах Палеарктики они выражаются по-разному, и прямая корреляция этих границ по смене фаун не всегда возможна. Как правило, к данным границам приурочено появление мигрантов, которые служат реперами, определяющими принадлежность фаун к тому или иному этапу.

Начало валлезия связывается с прохорезом из Северной Америки в Евразию рода *Hirrapon*. Большинство исследователей возраст нижней границы валлезия принимался равным 12,5 млн лет. Однако критическая оценка накопившихся данных позволяет существенно омолодить возраст этой границы. На основании главным образом K-Ar датировок местонахождений млекопитающих в Турции [Becker-Platen et al., 1977] ее возраст сейчас оценивается около 11,4 млн лет [Певзнер, Вангенгейм, 1984].

В неогене Восточного Паратетиса этому рубежу соответствует граница между нижним и средним сарматом. Возраст ее, по палеомагнитным данным, также оценивается около 11,4 млн лет. Граница зафиксирована в низах ортозоны магнитной полярности 11. Достоверные находки гиппарионов в низах среднего сармата не известны. Однако многочисленность и характер остатков, начиная со второй половины среднего сармата, позволяют предположить, что первое появление гиппарионов на территории Восточной Европы относится к низам среднего сармата [Эберзин, 1950; Габуния, 1959].

Граница между средним и верхним миоценом проводится по подошве тортона средиземноморской шкалы. Мы допускали ее совпадение с подошвой среднего сармата и нижней границей валлезия [Певзнер, Вангенгейм, 1984]. Такой вывод был основан на том, что нижняя граница тортона в Средиземноморье сопоставлялась с нижней границей эпохи магнитной полярности 11 [Nakagawa et al., 1974], а в отложениях Восточного Паратетиса нижняя граница эпохи 11 фиксировалась в самых верхах нижнего сармата. Однако новые данные заставляют вернуться к этому вопросу.

Находки наннопланктона в отложениях нижнего и среднего сармата Восточного Паратетиса [Андреева-Григорович, Турчинова, 1983; Минашвили, 1983] свидетельствуют о том, что низы среднего сармата не моложе зоны NN7, тогда как низы тортона в его стратотипе характеризуются наннопланктоном зоны NN9 [Martini,

Рис. 35. Корреляция опорных местонахождений млекопитающих

Индексы у названий местонахождений указаны для местонахождений, имеющих непосредственные соотношения с морскими осадками: Sr — сармат, Mt — мзотис, Pn — понт, Km — киммерий, Ak — ачкагыл, Tr — тортон, Ms — мессиний, Tb — табаний, P — паннон. В магнитостратиграфической шкале черные интервалы — эпохи прямой полярности, белые — эпохи обратной полярности. Намагниченность отложений: + — прямая, — — обратная

Млн лет		Магнитохронологическая шкала		Возраст		Региоарусы Средиземноморья		Региоарусы		Восточный Паратетис	Этапы развития фауны млекопитающих		Зоны по млекопитающим [Mein, 1975]		Испания, Португалия, Франция, Италия		
Магнитостратиграфический разрез																	
13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0				
Миоцен						Плиоцен											
Средний			Верхний			Нижний		Верхний									
Серраваллий			Тортон			Мессиний		Занклий		Пьяченца							
								Табианий									
Сармат				Мэотис		Понт		Киммерий		Ачкагыл							
Нижний		Средний		Верхний				Нижний		Сред+ верх.							
Астарай		Валлезий		Туролый		Русцинный		Виллафранк									
								Нижний		Сред		Верхний					
MN8		MN9		MN10		MN11		MN12		MN13		MN14		MN15		MN16	

Местонахождения млекопитающих				Формации	
Австрия, Венгрия, Румыния	Турция, Греция, Иран	Юг европейской части СССР, Закавказье	Азиатская часть СССР, МНР	КНР	Индия, Пакистан
			Кизилха	Саянск (-Нижняя)	Верхний Пинджор
Штранцендорф-G – Слатина 2 –		Ливенцовка – Хапры	Подлук Куруксай –		
Штранцендорф – С-Е +/- Тулушесты +	Гюльяци	Гомарети > 2,42 Квабеби + Ак	Бетеке		
Малуштени } – Берешты Бараолт-Кэпэнь > 4,0		Лучешты – Этулия –	Нижний Татрот		
Гедёло –	Марица	Антиповка	Калмакпай Хиргис-Нур II уровень 37-35 +/- /+ Новая Станица -/+	Цзыньло	
Балтавар + P ₂ ¹ = Kт ₁ Полгарди	Амазия		Хиргис-Нур II уровень 28-34+	Пасоз	Док-Патан
Хотван – Рожасентмартон } P ₂ ¹ = Pн ₃ Пештсентлорини	Алатини Марага-3	Мамай Pн	Павлодар – Магизн – Хиргис-Нур II уровень 17- 24 – Дарай-Аспон –		
Кофидиш	Самос-5 Самос 1-4 Пикерми	Тудорово Mт Тараклия Новоелизаветовка Чимишлия	Хиргис-Нур II уровень 5 + Джуанарык Алтан-Тэли		
	Каядиби > 8,16 ± 0,25 < 9,7 ± 0,20 Кастелиос Tr– Улас 9,5±0,2 Кучук-Чекмес Sr ₃	Берислав } Sr ₃ Гроссулово Эльдар +	Ошин	Бахо	Нагри
	Гайзельберг Sr ₂ Рудобаня +	Севастополь } Sr ₂ Варница – Калфа +	Ермак		
	Ени-Эскихисар < 11,4±0,2				Чинжи
Примечание. Намагичность: + – прямая, – – обратная					

1974]. Следовательно, нижняя граница тортона моложе нижней границы среднего сармата. Противоречия между палеомагнитными и биостратиграфическими данными устраняются, если дать иную интерпретацию магнитных характеристик отложений тортона: три нижние магнитозоны в разрезе стратотипа (Рио-Маззалиеди в Италии) сопоставить с эпохой 9 магнитохронологической шкалы, а не с эпохами 11, 10 и 9, как это сделано Х. Накагавой и др. [Nakagawa et al., 1974]. Судя по морфологии магнитостратиграфического разреза тортона, предлагаемая нами интерпретация кажется более убедительной.

Если подобное сопоставление магнитозон разреза тортона с магнитохронологической шкалой правильно, то подошва тортона практически совпадает (немного моложе) с нижней границей верхнего сармата. В такой интерпретации граница между средним и верхним миоценом должна проводиться в Восточном Паратетисе не по подошве среднего сармата, как мы полагали раньше, а между средним и верхним сарматом. В стратиграфической шкале Средиземноморья нижняя граница валлезия будет проходить в верхах сerratallia.

Расселение гиппарионов было активным и широким. Они распространились в пределах всей Палеарктики и проникли в Индо-Малайскую палеозоогеографическую область — на Индийский субконтинент. Имеются указания на находки гиппарионов уже в верхних слоях формации Чинжи местонахождения Дауд-Хел [Hussain et al., 1979]. И, таким образом, позднечинжийская фауна Сиваликских холмов, вероятно, соответствует самым ранним гиппарионовым комплексам валлезия Европы.

В пределах Палеарктики в валлезийских фаунах довольно отчетливо прослеживаются различия, связанные с ландшафтно-климатической зональностью. В аридной зоне Центральной Азии и Ближнего Востока формирование биоценозов саванных стадий началось, по-видимому, еще в астарации. На большей части Европы валлезийские комплексы млекопитающих представлены преимущественно биоценозами гумидных залесенных биотопов. Вероятно, с этим же связано более длительное существование реликтов анхитериевой фауны и их большее число в валлезии Центральной и Западной Европы, чем в Центральной Азии и Восточном Средиземноморье.

Следующий, туролийский этап в развитии фауны млекопитающих характеризуется значительной экологической дифференциацией гиппарионов и широким распространением биоценозов открытых пространств, что было обусловлено прогрессирующей аридизацией климата и распространением аридных саванных стадий. В западном секторе Палеарктики нижняя граница туролия устанавливается по появлению группы *Hipparion mediterraneum*, очевидно мигрировавшей из Азии.

Возраст границы валлезий—туролий на основании К-Аг датировок местонахождений в Турции и Иране [Becker-Platen et al., 1977; Bernor et al., 1980] оценивается около 9 млн лет.

В Северном Причерноморье четкие фаунистические изменения, аналогичные таковым на границе валлезия и туролия Западной Европы, наблюдаются на границе сармата и мзотиса. Возраст этой границы по палеомагнитным данным определен также около 9 млн лет (самое начало эпохи магнитной полярности 8).

На Индийском субконтиненте существенный фаунистический рубеж отмечается на границе формаций Нагри и Док-Патан. В Пакистане и в Индии она совпадает с верхней границей эпохи магнитной полярности 9 [Brandt et al., 1978; Johnson et al., 1983], что и определяет ее возраст (около 9 млн лет). В этой области Евразии фауна млекопитающих, соответствующая туролийским комплексам Европы, несет определенные черты своеобразия, свидетельствующие о ее явной биогеографической изоляции [Heintz, Brunet, 1982].

В Китае туролию отвечают комплексы млекопитающих, которые связаны с отложениями формации Паотэ и ее аналогов [Chiu et al., 1979]. Этот этап, как и в

других частях Палеарктики, характеризуется здесь широкой экологической дифференциацией гиппарионов [Жегалло, 1978].

К началу русциния приурочен новый прохорез гиппарионов: по всему Старому Свету расселяются гиппарионы группы *Hipparion houfenense* (североамериканский род *Neohipparion*, по В.И. Жегалло), но одновременно уменьшается разнообразие ранее распространенных в Евразии форм. В Европе широко расселяется *Hipparion stassum* Gerv. На этом рубеже во многих районах Палеарктики в комплексах млекопитающих отмечается смена экологических группировок: большую роль в Центральной Европе начинают играть обитатели залесенных биотопов; вымирают типичные для туролия роды *Chilotherium*, *Aceratherium*, *Ictitherium*, *Adscocuta*, *Tetralophodon* и др. Большинство исследователей принимают этот рубеж за границу между миоценом и плиоценом.

Положение верхней границы туролия в стратиграфической шкале неогена Средиземноморья нуждается в уточнении. Из имеющихся данных можно заключить, что во всех местонахождениях млекопитающих, приуроченных к отложениям второй половины мессиния или надежно коррелирующихся с ними, встречается позднетуролийская фауна, но уже содержащая ряд русцинийских элементов. В отложениях нижней части табания обнаружены типичные русцинийские комплексы. Следовательно, туролийско-русцинийская граница должна проходить в верхах мессиния.

В магнитохронологической шкале эта граница проводится внутри эпохи магнитной полярности 5. В Пакистане верхняя граница эпохи 5 зафиксирована в низах формации Татрот [Brandt et al., 1978]. Фауна нижней половины формации Татрот сопоставляется с русцинием Европы [Sastry, Dutta, 1977]. В Западной Сибири туролийско-русцинийская граница также древнее верхнего рубежа эпохи магнитной полярности 5 — в отложениях, коррелируемых с концом этой эпохи в местонахождении Новая Станица, обнаружены остатки раннерусцинийских млекопитающих [Вангенгейм и др., 1984]. В многослойном местонахождении Хиргис-Нур 2 в Монголии граница между фаунистическими этапами, аналогичными туролию и русцинию, зафиксирована внутри зоны прямой полярности, сопоставляемой с эпохой магнитной полярности 5. Ее возраст оценивается в 5,5 — 5,6 млн лет [Певзнер и др., 1982].

В Китае с русцинием коррелируется формация Цзыньло и эпоха Эртемте. Фаунистические комплексы этого времени характеризуются присутствием "*Neohipparion*" (*Hipparion* ex gr. *houfenense*) [Chiu et al., 1979; Forsten, 1984].

В связи с вопросом о положении границы миоцена и плиоцена в стратиграфической шкале Восточного Паратетиса необходимо более подробно остановиться на положении понтического региояруса. Понт в различных стратиграфических схемах помещается по-разному: в начало плиоцена, в конец миоцена, на границу миоцена и плиоцена.

Попытаемся оценить стратиграфическое положение понта, исходя из анализа фауны млекопитающих.

На территории Восточного Паратетиса понтический этап истории млекопитающих охарактеризован весьма слабо. Сведения о нем сводятся к немногим находкам в Северном Причерноморье (главным образом, нижний понт). Так, из нижнего понта окрестностей Евпатории (Мамайские каменоломни) известны остатки *Hipparion* sp., *Palaeoryx longicephalus*, *Cervidae* cf. *Procacpreolus*, *Paracamelus*. В понтических известняках окрестностей Одессы обнаружены *Tetralophodon longirostris*, *Hipparion* sp., *Diceros* cf. *pachygnathus* и др. [Беляева, 1948; Дуброво, Капелист, 1979]. Раннепонтический гиппарион, от которого сохранились лишь нижние коренные зубы и изолированные кости конечностей, по-видимому, был близок к группе *Hipparion mediterraneum*.

Ранне- и среднепонтические млекопитающие известны из Болгарии (местонахождения Алдамировцы, Габер и Храбарско). В нижней части разреза они представлены

Tetralophodon longirostris, *Deinotherium giganteum*, *Hipparion mediterraneum*, *Microstonyx major*, а в верхней — *Anancus arvernensis*, *Zygodontodon* sp., *Deinotherium giganteum*, *Dicerorhinus*, *Hipparion mediterraneum* [Kojumdzieva et al., 1984].

Позднепонтические фауны установлены в Паннонском бассейне. Местонахождения Венгрии (Хотван, Пештсентлоринц, Рожасентмартон) приурочены к отложениям, располагающимся выше слоев с *Congerina rhomboidea* (средний понт). В составе этих фаун имеются такие типичные туролийские формы, как *Tetralophodon longirostris*, *Deinotherium giganteum*, *Mesopithecus pentelici*, *Dicerorhinus schleiermacheri*, *Chalicotherium* sp., *Microstonyx erymanthius* [Kretzoi, 1952].

Стратиграфически выше располагается местонахождение Балтавар, приуроченное к слоям с *Unio wetzleri*. Фауна млекопитающих представлена *Mesopithecus pentelici*, *Deinotherium giganteum*, *Machairodus cultridens*, *Aceratherium incisivum*, *Microstonyx major* и др. Близкое по составу фауны к Балтавару местонахождение Полгарди содержит, кроме того, *Cricetus kormosi* — форму позднемесинских местонахождений Ла-Альберка, Либрилья, Вента-дель-Моро — зона MN13 схемы П. Мэна [Mein, 1975].

Tetralophodon longirostris, *Deinotherium giganteum*, *Dicerorhinus schleiermacheri*, *Diceros pachygnatus*, *Microstonyx major* появляются еще в валлезии, типичны для туролия, но уже не известны в русции. *Hipparion mediterraneum* обычен в туролийских комплексах, *Anancus arvernensis* является характерной формой русцинских и ранневиллафранкских фаун, но встречается в среднем и позднем туролии Испании и других регионов (зоны MN12 и MN13).

Из приведенных данных следует, что не только понтические, но и более молодые (раннекиммерийские) местонахождения относятся к туролию, т.е. еще к миоцену.

Следующий этап развития фауны млекопитающих (виллафранк) отмечен появлением, а затем и обширным распространением лошадей, слонов, лептобосов и широкой адаптивной радиацией группы корнезубых полевок. Традиционно считалось, что начало виллафранка совпадает с появлением в Европе первых трех указанных форм. Однако, как выяснилось при более детальном изучении, эти формы появляются не одновременно (лептобос и лошади — раньше, слоны — позже), в связи с чем четкий критерий проведения нижней границы виллафранка оказался утерянным. Если принять за начало виллафранка проникновение рода *Equus* из Северной Америки в Евразию, то возраст подошвы этого подразделения будет определяться находками самых ранних настоящих лошадей в Старом Свете.

Среди местонахождений ископаемых млекопитающих с остатками лошадей, имеющих палеомагнитные характеристики, к самым древним относятся Этулия в Молдавии [Хубка и др., 1983] и Малуштени и Берешты в Румынии [Ghenea, 1981]. В этих местонахождениях отложения с костеносными горизонтами намагничены обратно и относятся к эпохе Гильберт, т.е. их возраст древнее 3,4 млн лет.

Предложенное ранее определение возраста нижней границы виллафранка около 4 млн лет [Певзнер и др., 1982] было основано на данных по местонахождению Бараолт-Кэпэнь в Румынии, в котором указывались остатки лошади из отложений, перекрытых андезитами с K-Ag возрастом 4 млн лет [Ghenea, 1977]. Однако высказываются некоторые сомнения в приуроченности остатков лошади именно к этому костеносному горизонту, в связи с чем вопрос о времени появления лошади в Старом Свете и возрасте нижней границы виллафранка нуждается в уточнении. Верхняя граница виллафранка датируется в интервале 1,2—0,9 млн лет [Lhenaff, 1983].

Поскольку среди местонахождений млекопитающих позднего русциния и раннего виллафранка пока не найдено таких, которые были бы непосредственно связаны с морскими отложениями, их корреляция с последними проводится на основании оценок изотопного возраста. Если нижнюю границу виллафранка датировать

около 4 млн лет, то она будет близка (или совпадет) к верхней границе таббияния [Певзнер, Вангенгейм, 1986]. Но, поскольку возраст подошвы виллафранка нуждается в уточнении, то и вопрос о положении этой границы в стратиграфической шкале плиоцена Средиземноморья остается открытым.

В крупных этапах истории фаун млекопитающих в различных региональных шкалах выделяются более мелкие подразделения. Наиболее широкое распространение получила зональная схема, предложенная П. Мэном [Mein, 1975] для континентального неогена Средиземноморья. Она основана на последовательной смене фаунистических комплексов млекопитающих Франции и Испании и включает также корреляцию этих комплексов с соответствующими фаунами других регионов Европы, Северной Африки и Малой Азии.

В предлагаемой нами схеме корреляции использовано зональное расчленение позднего миоцена и плиоцена П. Мэна. Однако ряд местонахождений млекопитающих путем анализа соотношений с морскими отложениями, палеомагнитных характеристик и датировок абсолютного возраста помещен нами в стратиграфической шкале иначе, чем предлагалось П. Мэном. На том же основании сделана попытка уточнить возраст границ зон [Певзнер, Вангенгейм, 1984, 1986]. Возраст некоторых границ устанавливается достаточно точно по всей совокупности данных (например, границы зон MN10/11, MN11/12, MN16/17). Для других границ установлены интервалы времени, в которых они могут располагаться (например, границы зон MN12/13, MN14/15, MN17/18).

Как указывалось выше, при построении схемы корреляции мы старались максимально использовать данные методов, позволяющих проводить корреляцию местонахождений независимо от их фаунистических характеристик. К сожалению, такие материалы имеются далеко не для всех отрезков рассматриваемого интервала времени. Наиболее слабо в этом отношении охарактеризован временной интервал эпохи Гильберт.

Наша схема корреляции, разумеется, не претендует на полноту и завершенность. Она охватывает далеко не все районы Палеарктики и не все важные местонахождения. В дальнейшем следует ее уточнить и значительно дополнить. Однако уже сейчас эту схему, на которой приводятся реперы, твердо привязанные к магнито-хронологической шкале и к шкалам морских отложений Средиземноморья и Восточного Паратетиса, можно использовать в качестве основы для разработки общей шкалы континентальных отложений неогена.

Во время работы над этой схемой выявились определенные пробелы в наших знаниях, которые усложняют задачу создания общей шкалы континентальных отложений. К ним в первую очередь следует отнести отсутствие достаточно разработанного палеозоогеографического районирования территории Палеарктики и детального анализа палеобиогеографических особенностей фаун различных подобластей, провинций и ландшафтных зон. Крупным недостатком биостратиграфии позднего кайнозоя можно считать разобщенность данных по крупным и мелким млекопитающим, а также слабую разработку местных шкал для континентальных отложений некоторых регионов Палеарктики.



СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ГРАНИЦЫ МЕЖДУ НЕОГЕНОВОЙ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМАМИ

Настоящая глава основывается на данных окончательного отчета, представленного рабочей группой МПГК по проекту 41 "Граница между неогеном и четвертичной системой". Отчет имеет более 700 страниц машинописного текста и содержит общую часть, в которой показана деятельность рабочей группы за 10 лет с момента утверждения проекта (1974—1984 гг.), детальное описание избранного стратотипа (разрез Врика, Калабрия, Южная Италия) и региональные очерки о положении границы N/Q в том или ином регионе

Европы, Азии, Африки, Северной и Южной Америки, Австралии и Новой Зеландии. В заключение предложена рекомендация о положении стратотипического разреза и места в нем границы между неогеном и четвертичной системой.

Прежде чем перейти к непосредственному рассмотрению поставленной проблемы, отметим, что далеко не все исследователи, особенно за рубежом, склонны признавать самостоятельность четвертичной системы. Многие из них все отложения четвертичной системы, кроме современных, объединяют под термином "плейстоцен" и включают его в неогеновую систему в ранге яруса. Современные отложения составляют самостоятельный ярус неогена — "голоцен". В Советском Союзе термин "плейстоцен" в официально принятой схеме соответствует нижнему разделу четвертичной системы и нижняя граница его, как и всей четвертичной системы, проводится много выше, чем в большинстве зарубежных стран. В СССР она помещается под бакинским ярусом (кромерским межледниковьем), что за рубежом совпадает с границей между ранним и средним плейстоценом. Сторонники более низкого положения нижней границы четвертичной системы в СССР выделяют в ней два раздела, предлагая для более древнего ее интервала (ниже кромера — баку), т.е. раннего плейстоцена зарубежных авторов, термин "эоплейстоцен" (заря плейстоцена). Плейстоцен в таком случае должен отвечать среднему и позднему плейстоцену зарубежных схем.

Мы придерживаемся мнения самостоятельности четвертичной системы, поэтому граница между плиоценом и плейстоценом зарубежных авторов рассматривается нами как граница между неогеновой и четвертичной системами.

К истории вопроса

Начало дискуссии о месте границы между плиоценом и плейстоценом (четвертичной системой) было положено на XVIII сессии Международного геологического конгресса (МГК) в Лондоне в 1948 г.

Совет конгресса создал специальную временную комиссию по данной проблеме. В рекомендации комиссии, принятой на заключительном заседании конгресса, было указано, что интересующая нас граница должна базироваться на изменении в морских фаунах; что классическая территория морских отложений Италии рассматривается как территория, на которой эти принципы могут быть применены лучшим образом; что стратотип границы между плиоценом и плейстоценом (четвертичной системой) должен быть помещен под горизонтом, в котором находится первое указание на ухудшение климата в итальянской неогеновой последовательности отложений, которая, в свою очередь, основывается на первом появлении "северных гостей" в Средиземном море. Было рекомендовано проводить нижнюю границу плейстоцена (четвертичной системы) в основании калабрия, где в разрезах Италии отмечается первое появление североатлантических морских видов *Arctica islandica* и *Hyalinea baltica*. Эта рекомендация была также подтверждена на докладе Итальянского геологического общества, предложенного на XIX сессии МГК в Алжире, в 1952 г.

Во всяком случае, общепринятым в настоящее время считается, что определение границы между неогеном и четвертичной системой в стратотипическом разрезе должно основываться на морских фаунах, удовлетворяя возможности удаленных корреляций и быть приемлемым с точки зрения исторических концепций. Традиционно эта граница помещалась на уровне, где морская фауна в Средиземноморье (Италия) принадлежит к бореальной биопровинции. Первым фаунистическим видом, который был предложен как "северный гость" и до сих пор считается наиболее популярным, была пелеципода *Arctica islandica*. Она живет преимущественно на глубинах менее

50—60 м и применение ее для стратиграфии лимитировано. Поэтому стратиграфы предложили также для определения основания плейстоцена (четвертичной системы) бореальные бентосные формы, такие, как *Hyalinea baltica*. Для доказательства климатического ухудшения использовалось изменение в завертывании *Globigerina pachiderma* и исчезновение в составе палинологического спектра *Taxodiaceae* [Lona, 1962].

Предполагалось, что в это время Земля, ранее свободная от ледяного покрова, вступила в ледниковые условия. Однако современные исследования привели к выводу о неодновременном и неоднократном появлении северных иммигрантов в Средиземном море. Из анализа современных данных по истории климата и оледенений в позднем кайнозое вытекает, что периодическое ухудшение климата свойственно всему неогену: во всяком случае, несомненно, что неоднократные похолодания имели место задолго до появления бореальных элементов в Средиземноморье, которые определяли начало четвертичной системы.

Было доказано и принято итальянскими геологами, что появление *Arctica islandica* и *Hyalinea baltica* не представляет единовременного события. *Hyalinea baltica* появляется позднее, чем *Arctica islandica*.

Сейчас итальянские геологи согласились с мнением Ж. Руджери и Р. Спровьери [Ruggieri, Sprovieri, 1977; Ruggieri, 1979] о ликвидации калабрийского яруса, поскольку он является синонимом сицилия П. Додерлайна [Doderlein, 1972], и выделяют, как и Ж. Руджери [Ruggieri, 1979], в раннем плейстоцене (эоплейстоцене) три подъяруса или хронозоны: сантерний с *Arctica islandica*, эмилий с *A. islandica* и *Hyalinea baltica* и сицилий, в котором к прежним видам прибавляется *Globorotalia truncatulinoides excelsa*. Все три подъяруса объединяются в ярус селинунций. Сантерний определяется сейчас итальянскими геологами в пределах от 1,64—1,66 до 1,31—1,35; эмилий — от 1,31—1,35 до 1,13—1,15; сицилий — от 1,13—1,15 до 0,8—0,9 млн лет назад (л.н.).

Если мы принимаем концепцию, что основание четвертичной системы в Италии определяется появлением *Arctica islandica*, в стратотипическом разрезе границы N/Q нам необходимо найти в более глубоководных условиях горизонт, который был бы временным эквивалентом горизонта с первым появлением *Arctica islandica* в разрезах мелководья.

Д. Рио с соавторами [Rio et al., 1987] указывают, что наиболее низкий уровень, где присутствует *A. islandica*, находится в двух разрезах Северной Италии — Кастель Арквато и Стироне. В разрезе Стироне *A. islandica* появляется несколько ранее *Gephyrocapsa oceanica* s.l. Под слоем с *A. islandica* присутствует масса мелких *Gephyrocapsa* spp. и переходных форм к *Gephyrocapsa oceanica* s.l., указывающих, что уровень *A. islandica* близок к вершине Олдувейского эпизода. Примечательно, что и в Стироне и в Кастель Арквато развитие *A. islandica* отмечается после появления *Globorotalia inflata*, которое в разрезах Средиземноморья близко таковому *Globorotalia truncatulinoides* (около 2 млн л.н.).

До того, как в 1975 г. на совместном заседании рабочей группы проекта 41 МПГК и подкомиссии ИНКВА по плиоцен-плейстоценовой границе был предложен и принят в качестве возможного стратотипа N/Q границы разрез Врика, для этой цели указывались разрезы в Южной Италии — Санта Мария ди Катандзаро и Ле Кастелла.

В разрезе Санта Мария ди Катандзаро был впервые выделен калабрийский ярус [Gignoux, 1913]. В качестве его основания указывался маркирующий слой G—G. Однако немного ниже этого слоя была обнаружена *Globorotalia truncatulinoides excelsa*, которая маркирует основание сицилия [Ruggieri, 1979]. Таким образом, калабрийский ярус оказался синонимом ранее выделенного сицилия, а разрез не пригодным в качестве стратотипа границы N/Q.

В разрезе Ле Кастелла песчаный слой, называемый "маркирующим слоем" при определении N/Q границы, ассоциируется с первым локальным появлением *Hyalinea baltica* и *Gephyrocapsa* spp. размером более 5,5 мкм и имеет возраст 1,31—1,35 млн л.н., т.е. моложе Олдуея [Raffi, Rio, 1980]. Таким образом, и этот разрез не может служить стратотипом границы N/Q. Детальное изучение показало, что оба вышеприведенных разреза имеют хвату, соответствующие наиболее верхней части плиоцена и самой нижней части плейстоцена.

Пригодным в качестве стратотипического разреза для определения N/Q границы оказался лишь разрез Врика, в котором имеется непрерывная последовательность батинальных осадков, очень богатых ископаемыми остатками различных организмов.

При выборе стратотипа и положения в нем границы N/Q учтены рекомендации Международного стратиграфического справочника, [1978], где сказано, что стратотипы границ подразделений определяются путем объективного и устойчивого обоснования — как биостратиграфического, так и литостратиграфического. Сама граница является установленной точкой или интервалом в непрерывной последовательности отложений. Она базируется на морских фаунах, должна удовлетворять возможности удаленных корреляций, быть приемлемой с точки зрения исторических концепций и доступной для всеобщего обозрения.

Хроностратиграфические подразделения плиоцена и четвертичной системы были определены в Италии. Задача корреляции границ подразделений в стратотипе с далеко расположенными регионами может быть решена различными методами. Одним из них, и наиболее общепринятым для морских отложений, является биостратиграфический, основанный на планктонных организмах.

Описание разреза Врика

Разрез Врика находится на п-ове Марчесато (Калабрия), в 4 км к югу от г. Кротоне (рис. 36). П-ов Марчесато представляет поднятую часть кротонского седиментационного бассейна — с посторогенными осадками, сформировавшимися с тортона [Varone et al., 1982]. После раннего плейстоцена (эоплейстоцена) большая часть кротонского бассейна к северу от перешейка Катандзаро была поднята и обнажились миоценовые отложения и мощная толща плиоцена и квартера. Последняя смята в пологие складки. В частности, разрез Врика соответствует правильной моноклинали, погружающейся под углом 5—15° к западу.

На территории резко выраженного бедленда между городами Кротоне и Санте-Колонне находится хорошо обнаженный разрез плиоцен-четвертичных отложений. Нижняя часть этого разреза сложена аргиллитами (формация Семафоро [Selli, 1977]). В кровле толщи аргиллитов обнажается горизонт вулканического пепла (нижний пепел) толщиной 20 см. Перекрывающая толща мощностью 380 м образована серыми мергелистыми аргиллитами с несколькими прослоями сапропеля и редкими песчаными горизонтами формаций Триполи и Папинаце [Selli, 1977]. В 100 м ниже вершины разреза залегает второй горизонт вулканического пепла *m* толщиной от 2 до 7 см. Разрез не прослеживается в одном непрерывном выходе на поверхность, но может быть составлен сводный разрез путем корреляции немногих самостоятельных частей, прекрасно обнаженных и расположенных вдоль лишнего растительности обрыва. Итальянские геологи реконструировали верхние 306 м разреза (от 125 м ниже слоя *a* до кровли) и назвали этот интервал разрезом Врика (рис. 37).

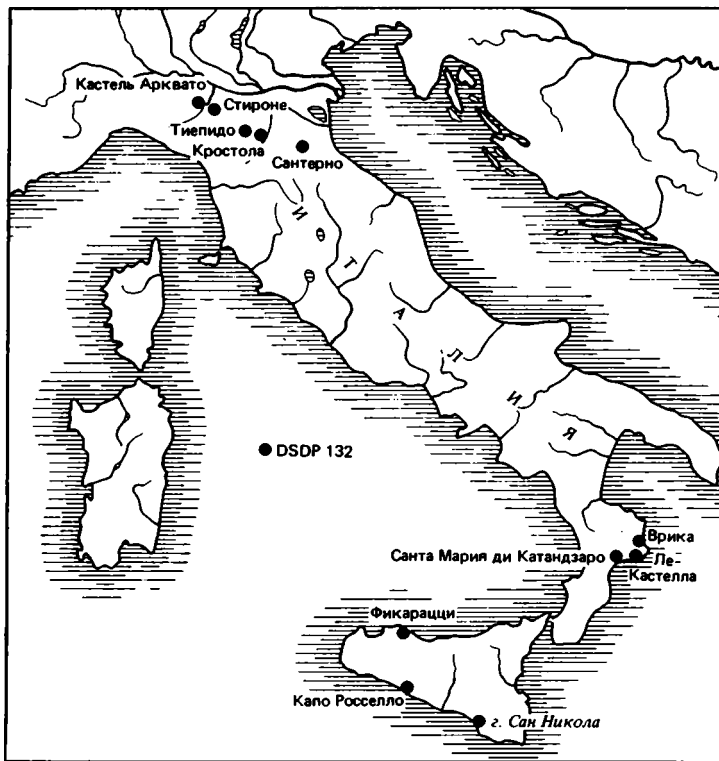


Рис. 36. Местонахождение основных изученных плиоценовых и нижнечетвертичных разрезов на территории Италии

Горизонт вулканического пепла *m* палево-серый (при выветривании красноватый), обнажается по всему разрезу в 6 м над кровлей сапропелевого слоя *h*. Вулканический пепел содержит около 80% очень свежего, бесцветного вулканического стекла. Блок пемзы в 1 м выше горизонта вулканического пепла *m* резко отличается от него по минералогическому составу и очень похож (но не точный эквивалент) на вулканический пепел из нижней части разреза [Obradovich et al., 1982].

Биостратиграфия разреза Врика. Разрез Врика богат ископаемыми организмами, принадлежащими к различным палеонтологическим группам. Изучены известковый наннопланктон, планктонные и бентосные фораминиферы, остракоды, моллюски, рыбы и пыльца. Кроме того, присутствуют диатомовые, силикофлагеллаты, радиолярии, октокораллы, брахиоподы, птероподы, эхинодермы и др. [Passini, Colalongo, 1987].

Известковый наннопланктон в разрезе Врика изучен многими исследователями [Nakagawa et al., 1977; Pasini, Colalongo, 1982; Backman et al., 1983; Rio et al., 1987]. Среди событий в развитии наннопланктона к наиболее важным для стратиграфии и геохронологии относятся следующие: исчезновение *Discoaster brouweri*, *D. brouweri* var. *triradiatus* и *Calcidiscus macintyreii*, появление *Gephyrocapsa oceanica* s.l. и *Gephyrocapsa* spp. величиной более чем 5,5 мкм. Исчезновение *Discoaster brouweri* и *D. brouweri* var. *triradiatus* в разрезе Врика находится вблизи основания Олдувейского эпизода — 1,87 — 1,67 млн л.н. [Mankinen, Dalrymple, 1979] или 1,86 — 1,66 млн л.н. [Tauxe et al., 1983]. Аналогичный уровень отмечен в кернах скважин глубокого бурения в низких

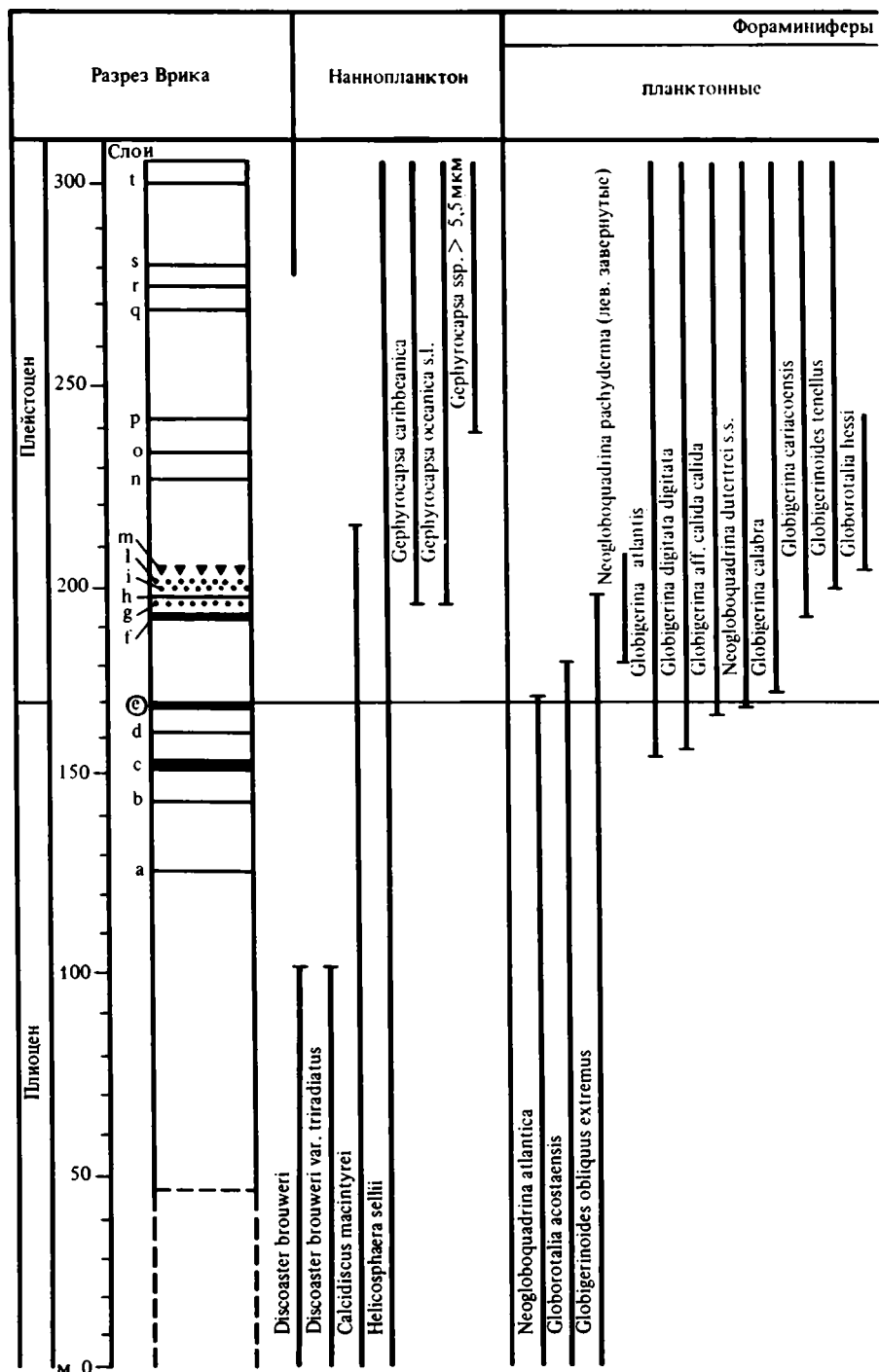
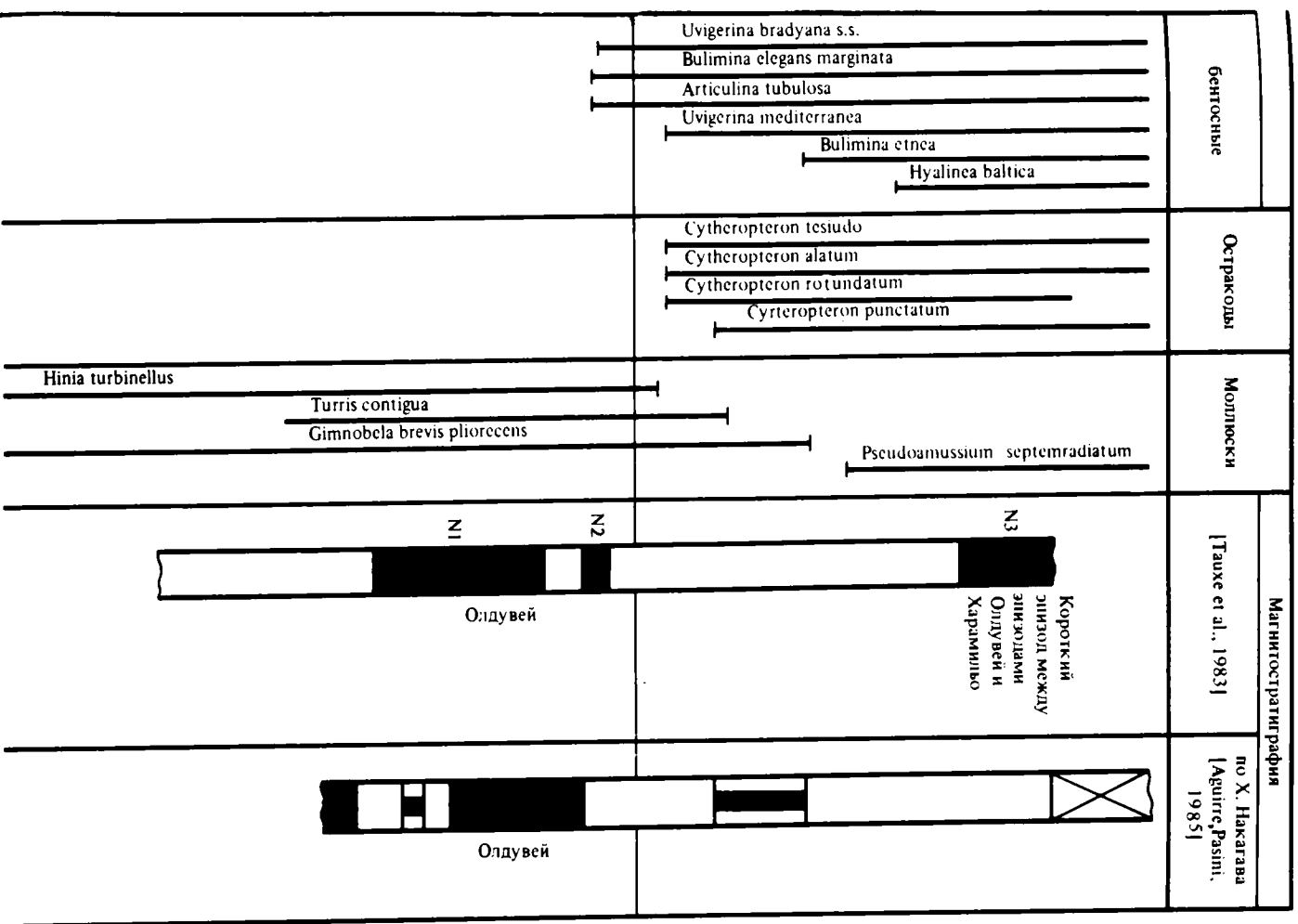


Рис. 37. Распространение планктонных и бентосных организмов в разрезе Врика, имеющих наибольшее значение для биохронологии [Pasini, Colalongo, 1982]

1—4 — прослой: 1 — вулканического пепла, 2 — песка, 3 — сапропеля, 4 — сапропелевой глины; 5 — известковистые аргиллиты; 6—9 — полярность: 6 — нормальная, 7 — обратная, 8 — промежуточная, 9 — не определена

Кровля слоя e — граница между неогеновой и четвертичной системами



и средних широтах океанов и до более высоких широт в Атлантическом океане [Backman et al., 1983].

Появление *Gephyrocapsa oceanica* s.l. наблюдается в разрезе Врика немного выше Олдвейского эпизода. Д. Рио [Rio, 1982] определяет возраст этого уровня 1,6—1,7 млн л.н. Еще несколько выше исчезает *Calcidiscus macintyreii* и получают развитие *Gephyrocapsa* spp. размером более чем 5,5 мкм (см. рис. 37). Такая же картина прослеживается в Тихом и Атлантическом океанах.

В керне скв. V—28—239 (западная часть экваториальной Пацифики) время появления *Gephyrocapsa oceanica* s.l. определяется в 1,57—1,61 млн л.н. Те же даты получены из скв. V—12—128 (Юго-Западная Атлантика), скв. 502В (Карибский бассейн) и скв. 132 (Тирренское море). Исчезновение *Calcidiscus macintyreii* определяется синхронно в широком широтном диапазоне около 1,45 млн л.н. [Backman et al., 1983; Backman, Shackleton, 1983].

Появление *Gephyrocapsa* spp. размером более 5,5 мкм в кернах скв. V—28—239, V—12—128, 502В и 132 датируется 1,31—1,32 млн л.н. КERN скв. V—28—239 представляет лучшую последовательность отложений позднего плиоцена — зоплейстоцена, а также возможность прослеживания скорости седиментации (рис. 38).

Планктонные фораминиферы в разрезе Врика встречаются в большом количестве и прекрасной сохранности, и они хорошо изучены [Colalongo, Sartoni, 1977; Colalongo et al., 1981; 1982; Pasini, Colalongo, 1982].

В развитии планктонных фораминифер разреза Врика наиболее важным событием является первое появление *Globorotalia inflata* и *Globigerina cariacensis*. Уровень появления *Globorotalia inflata* в Средиземноморье многими исследователями помещается в основание "позднего плиоцена".

В Средиземном море первое появление *G. inflata* находится вблизи такового *Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides* [Rio et al., 1984]. Вскоре после этого события *G. truncatulinoides truncatulinoides* исчезает из Средиземноморья. Уровень появления *G. truncatulinoides truncatulinoides* в Средиземноморье и в океанах датируется около 2 млн л.н. [Rio et al., 1984]. В разрезе Врика рассматриваемый вид не обнаружен.

Что касается стратиграфического положения *Globigerina cariacensis*, то в разрезе Врика, как и в некоторых других, ее появление отмечается выше исчезновения *Discoaster brouweri* и ниже появления *Gephyrocapsa oceanica* s.l. Возраст уровня появления *G. cariacensis*, полученный линейной интерпретацией, в разрезе Врика определяется в 1,58—1,63 млн л.н. Исходя из других разрезов, возраст уровня появления *G. cariacensis* для всего Средиземноморского региона около 1,65 млн л.н.

В разрезе Врика встречена богатая ассоциация бентосных фораминифер. Среди них наибольшее значение имеет первое появление *Uvegerina bradyana*, *Bulimina etnea* и *Hyalinea baltica*. Появление *H. baltica* в разрезах Врика и других синхронно появлению *Gephyrocapsa* spp. размером более 5,5 мкм. *H. baltica* маркирует основание эмилия [Ruggieri, Sprovieri, 1977].

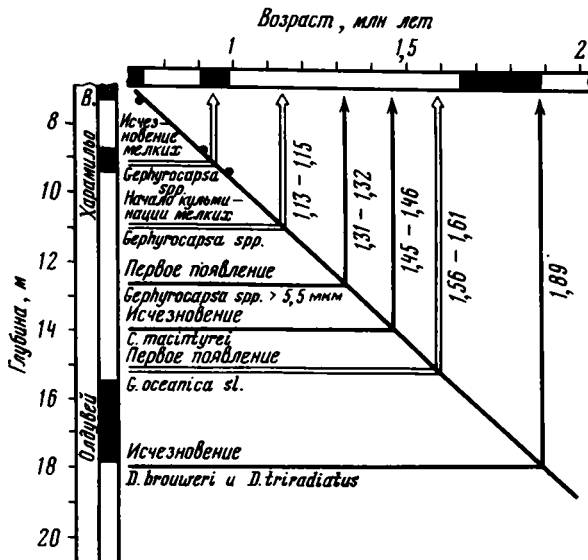
Фауна остракод в разрезе Врика хорошей сохранности и богата в видовом отношении [Colalongo, Pasini, 1980]. Резкое изменение фауны остракод связано со слоем *e*. Под этим слоем найдено сравнительно немного видов, выше него — большое количество новых таксонов.

Среди моллюсков только *Pseudoammusium septemradiatus* относится к "северным гостям", его появление отмечается немного выше уровня появления *Gephyrocapsa oceanica* s.l.

Пыльцевая диаграмма разреза Врика указывает на чередование прохладного климата и теплоумеренного.

К-Ар и трековые даты. Первый слой вулканического пепла залегает в 75 м ниже основания разреза Врика. Прослой серого цвета характеризуется

Рис. 38. Скорость аккумуляции, полученная для керн скв. V-28-239, и датированные уровни наннофоссилий [Rio et al., 1982]



присутствием роговой обманки, плагиоклаза, циркона и вулканического стекла. В образцах непосредственно под и над этим вулканическим пеплом обнаружены типичные представители фауны подзоны *Globorotalia crassaformis* (верхняя часть зоны G. ex gr. *crassaformis*). Ж. Обрадович и др. [Obradovich et al., 1982] получили даты для этого вулканического пепла в $2,22 \pm 0,03$ млн л.н. (К-Аг, роговая обманка), $2,0 \pm 0,16$ млн л.н. (треки, циркон) и $2,2 \pm 0,2$ млн л.н.

(треки, стекло). Они показали, таким образом, что возраст, полученный ранее для этого вулканического пепла (3,1 и 3,4 млн л.н.), не верен.

В 6 см выше сапропелевого горизонта *h* обнажается второй слой вулканического пепла — *m*, толщиной 2—7 см (см. рис. 39), который датирован в $2,07 \pm 0,33$ млн л.н. [Selli et al., 1977]; $2,2 \pm 0,2$ млн л.н. [Savelli, Mezzetti, 1977] и в $2,5 \pm 0,1$ млн л.н. [Boelstorff, 1977]. Однако Ж. Обрадович с соавторами [Obradovich et al., 1982] показали, что эти цифры не корректны. По их мнению, это могло произойти из-за того, что в лаборатории были перепутаны образцы вулканического туфа или из-за непригодности метода, применявшегося для определения возраста.

Ж. Обрадович и др. [Obradovich et al., 1982] изучали биотит из вулканического слоя *m*. Они отметили, что наряду с первичным биотитом в слое присутствуют два различных вида обломочного биотита (более древнего, чем первичный). Количество его достигает 0,91—4,62% всего биотита и зависит от размера рассматриваемой фракции. Загрязнение увеличивается в тонких фракциях. Действительно, более грубые фракции дают наиболее молодой возраст $1,99 \pm 0,08$ млн л.н. Однако и более грубые фракции несомненно загрязнены; таким образом, возраст вулканического пепла слоя *m* моложе $1,99 \pm 0,08$ млн л.н. К. Савелли и Р. Меззетти [Savelli, Mezzetti, 1977] датировали К-Аг методом блок пемзы, обнаруженный в 1 м выше слоя *m* вулканического пепла ($2,1 \pm 1$ млн л.н.).

В то же время по роговой обманке из данного пемзового блока К-Аг методом получен возраст $2,35 \pm 0,16$ млн л.н. [Obradovich et al., 1982]. Согласно этому имеется не только большое различие между пемзой и вулканическим пеплом *m* как в минералогическом, так и в химическом составе, но слой *m* оказывается моложе перекрывающего его блока пемзы. Очевидно, пемзовый блок переотложен из более древнего слоя пемзы.

Палеомагнетизм разреза Врика. Согласно данным Х. Накагава [Nakagawa et al., 1977a; Nakagawa, 1982], в нижней части разреза Врика находится зона нормальной полярности, включающая два коротких интервала обратной полярности, разделенных коротким интервалом промежуточной полярности (см. рис. 37). Перекрывающая часть разреза показала обратную полярность, за исключением еще одного интервала промежуточной полярности. Выше

слоя *s* полярность не определялась. Х. Накагава коррелирует зону нормальной полярности разреза Врика с Олдувейским эпизодом. Эта корреляция основана на планктонных микрофоссилиях.

По мнению Ж. Токс и др. [Tauxe et al., 1983], в разрезе Врика различаются две нормально полярные зоны (см. рис. 37). Более древняя зона (N1—N2), которая прерывается коротким интервалом обратной полярности, находится в нижней части разреза и отвечает приблизительно зоне нормальной полярности Х. Накагава. Более молодая зона нормальной полярности (N3) расположена непосредственно ниже слоя *s*.

Л. Токс и др. коррелируют зону нормальной полярности с Олдувейским эпизодом (в основании зоны N1 исчезает *Discoaster brouweri*). Кроме того, в разрезе Врика исчезновение *Calcidiscus macintyre* происходит выше кровли зоны N2, оно наблюдается и во многих кернах скважин глубоководного бурения (1,45 млн л.н. [Backman et al., 1983]).

Для интерпретации стратиграфического положения нормальной полярной зоны N3 нужно принять во внимание, что кровля разреза Врика древнее, чем время исчезновения *Helicosphaera sellii* в Средиземном море (1,13—1,15 млн л.н.) и поэтому древнее нормального эпизода Харамильо (0,91—0,97 млн л.н.). Таким образом, полярная зона N3 должна соответствовать короткому интервалу нормальной полярности, расположенному между эпизодами Олдувей и Харамильо.

Разрез Врика — возможный стратотип границы N/Q. Разрез Врика впервые описан [Pasini et al., 1975] для симпозиума рабочей группы МПГК по проекту 41, который состоялся в Болонье и Кротоне в октябре 1975 г. На этом симпозиуме членами рабочей группы проекта 41 было принято решение, в котором отмечалось, что разрез Врика представляет потенциальный стратотипический разрез для определения границы.

Результаты дальнейших исследований разреза Врика, выполненные итальянскими, японскими и американскими учеными, обсуждались на многих международных симпозиумах. Они проводились ежегодно с 1975 г. рабочей группой проекта 41 и подкомиссией ИНКВА по границе плиоцен-плейстоцена. В результате разрез Врика был принят как единственно приемлемый стратотипический разрез границы и в качестве такового был апробирован почтовым голосованием (в 1983 г.) среди членов упомянутых организаций.

Этот разрез удовлетворяет всем рекомендациям [Международный..., 1978] — для адекватного определения стратотипа границ. Он показывает непрерывную последовательность, большое количество хорошо сохранившихся макро- и микрофоссилий, благоприятные фации (батинальные отложения) для распознавания биогоризонтов временного значения и широкой пространственной корреляции, отсутствие структурных сложностей и метаморфизма, легко доступен. Этот разрез открывает возможность выбора положения границы между неогеном и четвертичной системой.

В 1983 г. рабочей группой проекта 41 МПГК и подкомиссией ИНКВА по границе между плиоценом и плейстоценом рекомендовалось считать за стратотип границы N/Q в разрезе Врика основание аргиллитов, согласно перекрывающих слой *e* (см. рис. 37).

Эта рекомендация основана на следующем фактическом материале. Слой *e* мощностью 1,9 м располагается вблизи уровней появления или исчезновения ряда известковых планктонных организмов. Так, выше слоя *e* появляются *Gephyrocapsa oceanica* s.l. и *Globigerina cariacensis*, исчезают *Globigerinoides obliquus extremus* и *Calcidiscus macintyre*. Ниже слоя *e* исчезают *Discoaster brouweri* и *D. brouweri triradiatus*. Все они вполне пригодны для широких корреляций.

В других разрезах Италии многие из указанных палеонтологических событий

находятся вблизи уровня появления в мелководных отложениях *Arctica islandica* (разрез Стироне) [Colalongo, 1968]. Таким образом, слой *e* разреза Врика фактически отвечает времени появления *Arctica islandica* в Италии. Это событие исторически считается одним из наиболее важных критериев для определения начала четвертичного периода. Соответственно основание аргиллитов, перекрывающих слой *e*, было выбрано в качестве стратотипа границы N/Q. Он трактуется в своей традиционной, исторической позиции в соответствии с рекомендациями Международного стратиграфического справочника [1978].

Основные палеонтологические события среди известковых микрофоссилий, близкие слою *e*, занимают одинаковое положение по отношению к Олдувейскому эпизоду как в разрезе Врика, так и в океанических осадках. Наконец, слой *e* расположен немного выше Олдувейского эпизода нормальной поллярности.

Таким образом, рекомендуемая граница N/Q может быть легко установлена и в морских, и в континентальных разрезах (ниже мы более детально остановимся на обосновании границы N/Q в континентальных отложениях).

Нужно отметить, что слой *e* и его контакт с перекрывающими аргиллитами очень хорошо обнажен в разрезе Врика и прилегающей местности. С учетом магнитостратиграфии отложений [Tauxe et al., 1983] и возраста Олдувейского эпизода 1,87—1,67 млн л.н. [Mankinen, Dalrymple, 1979] скорость аккумуляции осадков разреза Врика для этого временного интервала равна $31 \text{ см}/10^3 \text{ лет}$. Если экстраполировать эту скорость седиментации на короткий интервал между вершиной эпизода Олдувей и кровлей слоя *e*, мы получим возраст предполагаемого стратотипа границы N/Q около 1,64—1,66 млн л.н. Эта цифра находится в соответствии с возрастом кровли слоя *e* согласно биохронологии по наннофоссилиям ($1,66 \pm 0,02$ млн л.н.) [Rio et al., 1987].

Континентальные отложения Италии и положение границы

Поскольку граница N/Q, как и границы других геологических систем, должна базироваться на изменениях в морских фаунах, мы рассматриваем границу N/Q в континентальных отложениях Италии в свете стратотипа этой границы в морских отложениях разреза Врика.

Стратиграфия позднего плиоцена и нижнечетвертичных континентальных отложений Италии основана на фауне млекопитающих виллафранкского возраста. Детальная стратиграфическая последовательность виллафранкских фаун Италии разработана А. Аццароли [Azzaroli, 1977], который предложил также ее корреляцию при помощи различных радиометрических дат с фаунами Франции.

А. Аццароли подразделил виллафранк на шесть стратиграфических интервалов: Триверса, Монтополи, Сен-Валье, Оливола, Тассо, Фарнета (от 3,5 до 0,9 млн л.н., кончая эпизодом Харамильо). Эти интервалы охарактеризованы фаунистическими сменами в результате эволюции, вымирания и иммиграции.

Две основные смены фаун произошли в течение виллафранка и одна в его конце [Azzaroli, Napoleone, 1982]. Первая резкая смена фауны имела место в раннем виллафранке и отмечена переходом от фауны Триверса к фауне Монтополи. Она характеризовалась исчезновением теплых лесных ассоциаций *Mastodon borsoni*, *Tapirus arvernensis*, *Ursus minimus*, *Sus minor* и замещением их кустарниковыми или саванными ассоциациями (появление *Equus*, *Gazella*, слона).

Типичная фауна Триверса во Франции датирована в 3,4—3,5 млн л.н. [Savage, Curtis, 1970; Azzaroli, 1977]. Типичная фауна Монтополи имеет возраст около 2,5 млн л.н. — граница палеомагнитных эпох Гаусс — Матуяма [Lindsay et al., 1980]. Эта дата требует подтверждения, поскольку возраст 2,5 млн лет приводится для местонахождения Рока-Нейра, которое многими

исследователями относится к началу среднего виллафранка. Первая резкая смена фауны датируется, таким образом, между 3,4 и 2,5 млн л.н. Она может совпадать, по А. Аццароли, с заметным похолоданием в морских отложениях примерно около 3,15 млн лет (скорее около 2,5 млн лет, по нашему мнению).

Переход от раннего к среднему виллафранку (от фауны Монтополи к фауне Сен-Валье)¹ отмечается исчезновением рода *Sus*, а также видов *Cervus pardinensis* и *Dicerorhinus jeanvireti*, которые замещаются видами *Cervus philisi* и *Dicerorhinus etruscus*, рода *Hipparion* (последние находки *Hipparion* во Франции приурочены к местонахождению Рока-Нейра) [Savage, Curtis, 1970] и появлением *Equus stenonis*. А. Аццароли [Azzaroli, 1977] считает, что средний виллафранк — это короткий переходный эпизод, в котором еще присутствует ряд ранневиллафранкских форм. В конце среднего виллафранка в Европе исчезают *Gazella*, *Leptobos* cf. *stenometopon*, *Nyctereutes*, *Panthera schaubi* и появляются *Sus strozzi*, *Leptobos etruscus*, *Gallgoral meneghinii*, *Gazellospira torticornis*, *Canis etruscus*, *Panthera toscana*, *Mimomys pliocaenicus*.

Переход к позднему виллафранку, по мнению А. Аццароли [Azzaroli, 1983], занимает широкий временной интервал. Смена фауны здесь была менее резкой, чем в начале раннего виллафранка. Она может быть датирована примерно 1,7 млн л.н. А. Аццароли помещает это событие вблизи верхней границы Олдувейского палеомагнитного эпизода, сопоставляя фауны верхнего виллафранка Италии и тиглия Нидерландов. При переходе от интервала Оливола к интервалу Тассо виллафранкские фауны Италии обогащаются за счет иммигрантов: *Canis arnensis*, *Canis falconeri*, "*Leptobos*" *vallisarni*, африканский иммигрант *Hippopotamus antiquus*, *Equus stehlini* (возможно, за счет эволюции *E. stenonis*).

А. Аццароли связывает фауну Тассо со временем похолодания климата, отмеченного в Италии аульской эрозионной фазой. Она может соответствовать эбрунию Нидерландов, бавентию Восточной Англии и, возможно, холодному эпизоду Северной Америки с возрастом 1,5 млн л.н. [Boellstorff, 1977]. В работе К. Де Джули и др. [De Giuli et al., 1983] фауна Оливола, как и фауна Тассо, сопоставляется с эбрунием. Отсутствие рода *Canis* и *Panthera brevirostris* и наличие более примитивной формы *Mammuthus meridionalis* и *Leptobos* в тиглии Нидерландов позволяют, как полагает К. Де Джули, считать фауну Оливола моложе тегеленской фауны Нидерландов, а развитие в ней некоторых холодостойких элементов дает возможность коррелировать ее с эбрунием. Фауна Тассо, по мнению К. Де Джули, полностью соответствует времени деградации климата в течение эбрунской фазы.

Наконец, фауна Фарнета относится к наиболее поздней фазе виллафранка. В местонахождении Имола аналогичная фауна млекопитающих собрана из литоральных отложений, перекрывающих уровень с *Hyalinea baltica*. Она моложе эпизода Харамильо, поскольку менее продвинута в эволюционном отношении, чем фауна из грота Валлоне Франции, датируемая временем этого эпизода (прямая намагниченность).

Наиболее резкая смена фауны на всем Евразийском континенте имела место в конце позднего виллафранка [Azzaroli, Napoleone, 1982; Azzaroli, 1983]. Это время отмечается новым типом адаптации, которая не существовала ранее. Более половины поздневиллафранкской фауны исчезает в конце виллафранка, лишь несколько видов выживают без значительных изменений. Эта смена, во всяком случае, не моложе 0,9 млн л.н. — конец эпизода Харамильо. Ей отвечает регрессия моря — кассийская эрозионная фаза [Agiar et al., 1985], похолодание климата, появление растительности холодных сухих

¹ В Италии средний виллафранк отсутствует; местонахождение Сан-Валье находится во Франции.

обитаний и резкие поднятия в области Гималаев (начало ледникового плейстоцена, по А. Аццароли)¹. Того же мнения придерживается и К.Де Джули, указывая, что это событие имело место между 1,0 и 0,7 млн л.н. во время холодной фазы менапия [De Giuli et al., 1983].

Если провести сравнение с изотопно-кислородной шкалой [Shackleton, Opdyke, 1973, 1976; Van Donk, 1976], то граница N/Q, по-видимому, располагается в верхней части яруса 37 шкалы Дж.Ван-Донка. Это время совпадает с концом теплого временного интервала, за которым следует похолодание (бавентий Восточной Англии, эбуроний Нидерландов, домашкинский горизонт европейской части СССР, фауны Оливола и Тассо Италии, если учитывать мнение К.Де Джули). Сам эпизод Олдувей сопоставляется с более теплым временным интервалом: антий Восточной Англии, верхи тиглия Нидерландов, ферладанский горизонт европейской части СССР, фауна Оливола Италии).

Граница N/Q в Советском Союзе

В Советском Союзе нижнему плейстоцену западноевропейских схем соответствует эоплейстоцен — апшеронский регион юга европейской части СССР (Понто-Каспийский регион). В Азербайджане, по данным В.М. Трубикина, близ границы акчагыла и апшерона располагается Олдувейский эпизод [Никифорова, 1987].

В континентальном эоплейстоцене выделяются два звена. Нижнее звено характеризуется фауной млекопитающих одесского комплекса, верхнее — таманского. Руководящей формой одесского комплекса является *Archidiskodon meridionalis meridionalis*, таманского — *Archidiskodon meridionalis tamanensis* [Никифорова и др., 1980; Стратиграфия..., 1982]. В одесском комплексе известны первые некорнезубые полевки — роды *Prolagurus* и *Allophaiomys* (*A. pliocaenicus*) и подрод *Lagurodon* *agankae*. Фауна одесского комплекса близка фауне позднего виллафранка Италии (появление *A. meridionalis meridionalis*). Однако в ней отсутствует целый ряд видов, обычных для начальной фазы позднего виллафранка Италии — фауны Оливола, которую А. Аццароли [Azzaroli, 1977, 1983] сопоставляет с фауной тиглия Нидерландов (антий в Англии). Мы коррелируем фауну одесского комплекса (его начальную фазу с фауной домашкинского горизонта) с эбуронием Нидерландов, где также впервые, как и во всей голарктической зоне, появляется *Allophaiomys pliocaenicus*. Начало эбурония соответствует кровле Олдувея (около 1,6 млн л.н. [Montfrans, 1971; Zagwijn, 1975]).

К сожалению, мы пока не имеем привязки континентальных отложений европейской части СССР к палеомагнитной шкале. Поэтому, исходя из биостратиграфических и палеоклиматических данных, сопоставляем домашкинский горизонт с эбуронием, располагая его основание вблизи вершины Олдувея. Время формирования домашкинского горизонта и эбурония отмечено похолоданием, наблюдаемым на всей территории Голарктики. Это похолодание выражено на изотопно-кислородной кривой [Shackleton, Opdyke, 1973, 1976] и на кривой инсоляции Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой [Никифорова и др., 1984]. Таким образом, возраст подошвы домашкинского горизонта близко совпадает с нижней границей четвертичной системы стратотипического разреза Врика.

В результате комплексных исследований, выполненных советской рабочей группой проекта 41, был получен обширный и разносторонний материал по стратиграфии плиоценовых и четвертичных отложений азиатской части СССР.

¹ По нашему мнению, начало плейстоцена — тираспольская фауна в СССР, около 0,75 млн л.н.

Выделение маркирующих уровней и горизонтов, обоснованных биостратиграфически и имеющих привязку к радиологической и палеомагнитной шкалам, позволило осуществить корреляцию плиоцен-четвертичных отложений Сибири, стратотипического разреза Южной Италии и опорных разрезов европейской части СССР, Западной Европы и зарубежной Азии. Наряду с несомненным прогрессом в изучении плиоцен-четвертичных толщ этой области при выполнении работ встретились трудности, связанные с неравномерной изученностью, неполнотой разрезов и слабой обнаженностью.

Разрезы плиоцен-четвертичных отложений юга Западной Сибири относятся к числу наиболее представительных, так как они включают фаунистические комплексы, обеспечивающие широкие стратиграфические сопоставления. Значительные изменения всей природной обстановки регистрируются на рубеже плиоцена и зоплейстоцена (1,7—1,6 млн л.н.) — на границе подпусклебяжинских и кизихинских слоев.

В кизихинских слоях отмечается сильное похолодание, сопровождающееся развитием тундровых и лесотундровых сообществ на водоразделах и словых лесов по долинам в южной части Западной Сибири. На этом же рубеже в фауне грызунов появляются некорнезубые полевки: *Allophaiomys*, *Prolagus*, *Eolagus*. Таким образом, граница между подпусклебяжинскими и кизихинскими слоями приблизительно соответствует границе между неогеном и четвертичной системой стратотипического разреза.

В Средней Азии материалы по геологии верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений Таджикской депрессии и Восточного Памира дают возможность проследить три геологических рубежа с датировками 3,5, 1,8 — 1,6 и 0,7 — 0,8 млн л.н. Уровень, соответствующий эпизоду Олдувей, находится в нижней части кайрубакской свиты [Додонов, 1980].

Граница между плиоценом и зоплейстоценом в Забайкалье проводится между отложениями с додогольской фауной млекопитающих и итанцинским комплексом фауны. Красноцветные глины и суглинки в основании разреза у пос. Додогол содержат *Citellus* sp., *Villanyia laguriformis*, *Villanyia* sp., *Prosiphneus* sp. Стратиграфически выше делювиально-пролювиальные осадки включают остатки млекопитающих итанцинского комплекса с *Equus* ex gr. *sanmeniensis*, *Villanyia* sp., *Miomys* sp., *Prosiphneus* ex gr. *youngi* и др. Итанцинская фауна сопоставляется с таманским комплексом европейской части СССР [Вангенгейм, 1977]. Слой с таманским комплексом рассматривались ранее как самый нижний член четвертичных отложений Восточно-Европейского разреза. В настоящее время, поскольку в низах таманского комплекса выделен одесский комплекс, фауну Итанцы правильнее считать более близкой к последнему.

В плиоцен-четвертичных отложениях о-ва Ольхон на оз. Байкал выделено четыре разновозрастных комплекса млекопитающих и пять комплексов малакофауны [Путеводитель..., 1982]. Изменения в составе фаун млекопитающих и моллюсков идут параллельно. Они в общем близко совпадают с ходом изменений природной обстановки и магнитного поля, что определяет возможность дальнейшей корреляции региональной стратиграфической схемы.

В верхней части харанцинской свиты на о-ве Ольхон установлен магнито-стратиграфический уровень, соответствующий эпизоду Олдувей. С ним совпадает появление более поздних видов мелких млекопитающих комплекса *Villanyia* — *Miomys*. Фауна *Eolagus* — *Lagurodon* с *Allophaiomys* и *Miomys* характеризует следующую нюрганскую свиту, которая по эрозионному контакту перекрывает харанцинскую. Нюрганская свита охватывает зоплейстоцен и плейстоцен. Внутри свиты зафиксирован переход от зоны Матуяма к зоне Брюнес.

В Центральной Якутии положение границы между плиоценом и зоплейстоценом устанавливается с помощью комплекса методов. Наиболее предста-

вительными для корреляции со стратотипическим разрезом можно считать разрезы в долинах среднего течения Лены и в низовьях Вилюя.

Зооплейстоценовые отложения располагаются в цоколях террас Алдана. Их обратная намагниченность относится к эпохе Матуяма. Практически везде этот интервал разреза имеет небольшую мощность. Граница между неогеном и четвертичной системой (верхний уровень эпизода Олдувей, 1,66 — 1,67 млн л.н.) должна проводиться внутри этой толщи. Более точная фиксация положения границы — дело будущего. Однако и сейчас в результате выполненных работ граница между двумя системами может проводиться внутри достаточно хорошо изученных толщ, что весьма важно при геологическом картировании. Граница, отмечающая переход от эпохи Матуяма к эпохе Брюнес (0,73 млн л.н.), установлена в разрезах Алдана и Вилюя. На Вилюе аллювиальные отложения террасы высотой 50—60 м и содержат фауну, близкую к фауне тираспольского гравия.

На рубеже около 1,8 млн л.н. в верхних слоях толщи Кутуях, по данным Е.И. Вириной [Путеводитель..., 1979], зарегистрирован эпизод прямой полярности в зоне обратной намагниченности Матуяма. Этот эпизод рассматривается как эпизод Олдувей. Ниже в той же толще Кутуях найдены остатки фауны, близкой к фауне подпусклебяжинского (хапровского) типа. В слоях толщи Кутуях впервые отмечаются ясные признаки формирования Гипоарктической зоны, развитие постоянной мерзлоты. Ко времени формирования этой толщи следует, по-видимому, относить усиление ледовитости Арктического бассейна.

Граница между зооплейстоценом и плейстоценом в Колымской низменности проводится В.С. Волковой и Ю.П. Барановой [1980] между слоями с фауной раннего (соответствует таманскому комплексу) и позднего олёра (отвечает тираспольскому комплексу).

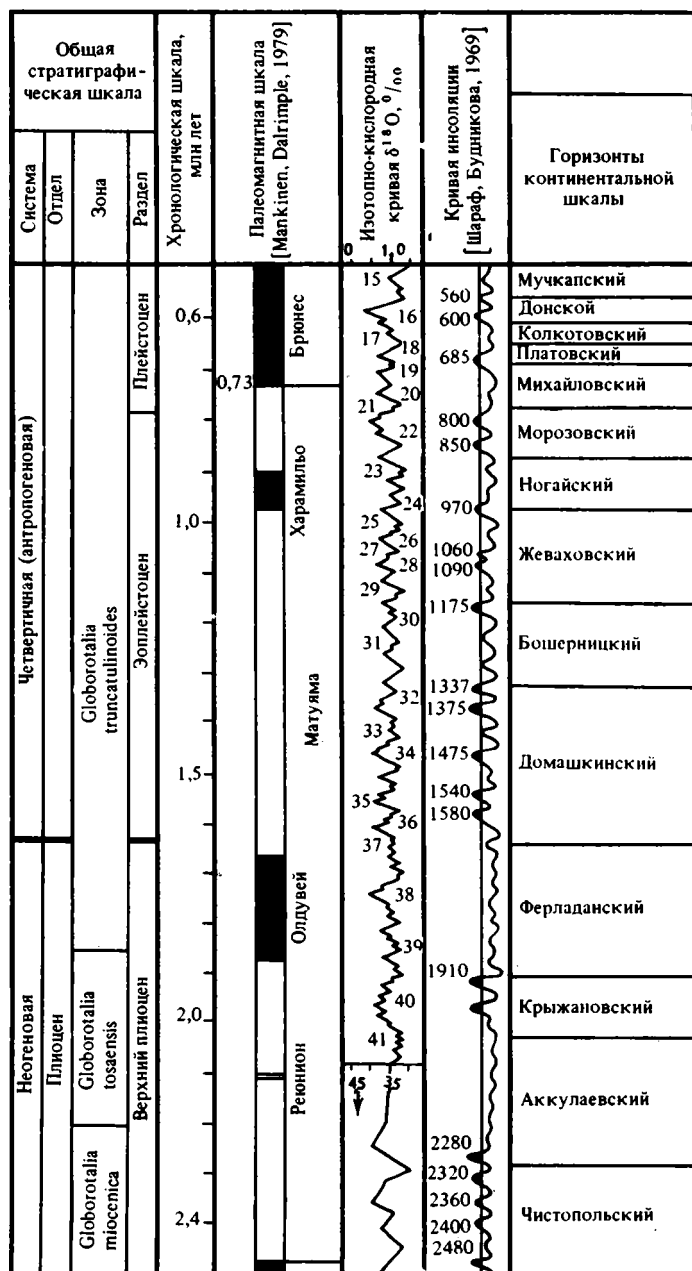
В пределах Камчатско-Чукотского региона выделяются слои, отвечающие хронологическим и магнитостратиграфическим уровням 3,5, 1,8—1,6 и 0,7 млн л.н. Граница эпизода прямой полярности Олдувей зарегистрирована в морском разрезе Камчатки между усть-лимимтеваямскими и тусатуваямскими слоями. В континентальном разрезе она фиксируется контактом щапинской свиты и тумрокского вулканогенного комплекса.

На юге Дальнего Востока СССР наиболее четкие уровни отвечают датам 1,8—1,67 и 0,73 млн л.н. В пестроцветной толще Ханкайского опорного разреза определен эпизод прямой полярности Олдувей. В верхней части отложений, соответствующих этому эпизоду, зарегистрирована смена палинологических комплексов. Спорово-пыльцевые спектры, в которых доминирует пыльца широколиственных пород, сменяются спектрами с пыльцой палеотипных сосны и тсуги. При этом сокращается участие пыльцы широколиственных пород [Короткий, Павлюткин, 1984]. Аналогичный климатостратиграфический рубеж прослеживается в нижней части обратнонамагниченной красноцветной толщи в районе г. Спасска-Дальнего, в которой выше эпизода прямой полярности выявлены признаки изменения климата в сторону похолодания.

Заключение

Итак, в результате изучения многочисленных разрезов плиоцен-четвертичных отложений в Северной и Южной Италии все итальянские исследователи, а также члены рабочей группы проекта 41 МПГК и подкомиссии ИНКВА по плиоцен-плейстоценовой границе согласились, что наиболее приемлемым в качестве стратотипического разреза для установления границы между неогеном и четвертичной системой в морских отложениях является разрез Врика (Калабрия, Италия).

Таблица 20. Корреляция позднелиоценовых и четвертичных



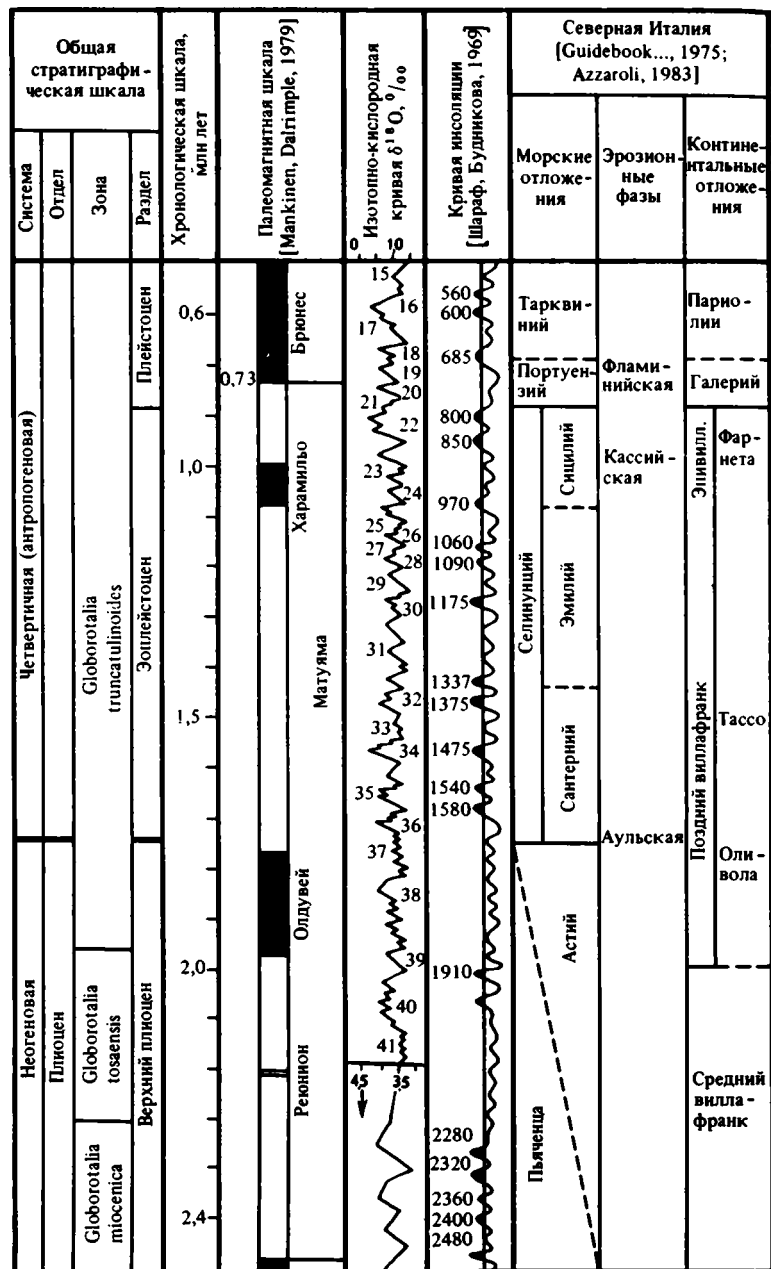
Граница между неогеном и четвертичной системой в разрезе Врика по данным планктонных организмов (1,64—1,66 млн л.н.) практически совпадает с кровлей палеомагнитного эпизода Олдувей (1,67 млн л.н.). Некоторое отличие в сотых долях цифровых значений не может приниматься во внимание, поскольку оно находится в пределах ошибки определения.

Схема европейской части СССР
[Никифорова и др., 1976, 1980, с дополнениями]

Подразделения каспийской шкалы (Регионы)	Фаунистические комплексы	По крупным млекопитающим	По мелким млекопитающим	По пресноводным моллюскам
Баку	Тираспольский s.l.	Archidiskodon trogontherii (wusti)	Stenocranius gregalis	Unio pictorum
				Viviparus fasciatus
			Mimomys majori	Pseudunio robusta
			Lagurus transiens, Microtus nivaloides	Unio rumanoideis
			Microtus ratticepoides	Crassiana crassoides
Апшерон	Таманский	Archidiskodon meridionalis tamanensis	Prolagurus pannonicus, Pitymus hintoni	Anodonta cellensis
	Одесский s.l.		Prolagurus praepannonicus praepannonicus	Pseudosturia caudata
			Prolagurus praepannonicus primaecus	Bogatschevia scutum
			Prolagurus arankae, Allophaiomys pliocaenicus	Bogatschevia sturi
				Unio apscheronicus
	Акчагыл		Хайровский s.l.	Archidiskodon gromovi
Villanyia lagurodontoides		Unio kujalnicensis		
Mimomys pussillus		Potomida geometrica		
Mimomys pliocaenicus		Potomida bashkirica		

В то же время многие исследователи предпочитают границу N/Q в океанах проводить в подошве зоны Globorotalia truncatulinoides, которая близко совпадает с основанием Олдувейского эпизода. Однако вид Globorotalia truncatulinoides хорошо прослеживается в океанах, но очень редко встречается, а после своего появления и быстро исчезает в Средиземноморском регионе.

Таблица 20 (продолжение)

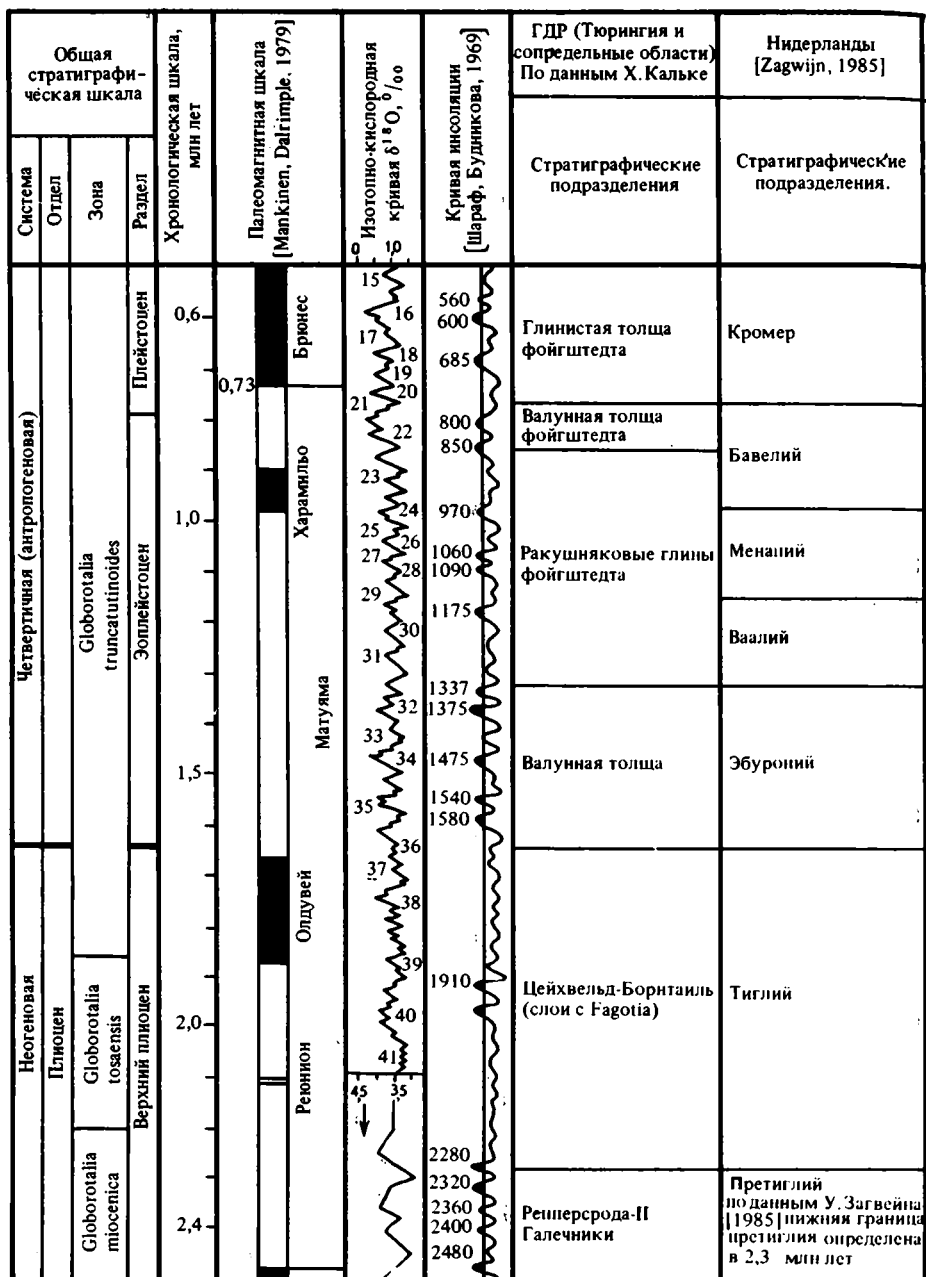


Нет его и в разрезе Врика. Кроме того, нельзя считать твердо установленным, что время появления *G. truncatulinoides* в Средиземноморье отвечает таковому в других регионах. Поэтому для определения нижней границы четвертичной системы были выбраны другие планктонные, в том числе нанопланктонные организмы. Они менее затронуты провинциализмом, что подтвер-

Франция [Suc, 1983]				Румыния [Ghenea et al., 1982]	Венгрия [Kretzoi, Pecs, 1978]
Биозоны	Комплексы грызунов	Палинозоны	Климат	Стратиграфические подразделения	Стратиграфические подразделения
			3 2 1		
Монтье	Articola-Microtus			Ракош	Бихарий Нижний бихарий (кроме)
					Темпломхедь
					Надьхаршанхедь
Валеро					Монтепеглия Бетфия
Брилле	М. Рамбо Mimotus очень эволюционный Allophaiotus plicaeensis	P _{III}		?	Кишланг
				Тетою 2 Извору	
				Тетою 1 Слатина 3	
Брилле		P _{II}			
Аронделли	Монтуссе	P _{IV} — P _I		Черештьи Слатина 2	Беременд
	Сен Валье			Слатина 1 Клокочев (слой 6)	
				Клокочев (слой 4)	
	Цесси	P _{III}		Милкову	

ждается исследованиями в Атлантическом и Тихом океанах, в Карибском бассейне, Средиземном море и в наземных разрезах морских отложений Италии. Трудности в употреблении данных различных авторов, изучающих наннофоссилии вне Средиземноморья, заключаются в разногласии по их таксономии и номенклатуре.

Таблица 20 (продолжение)



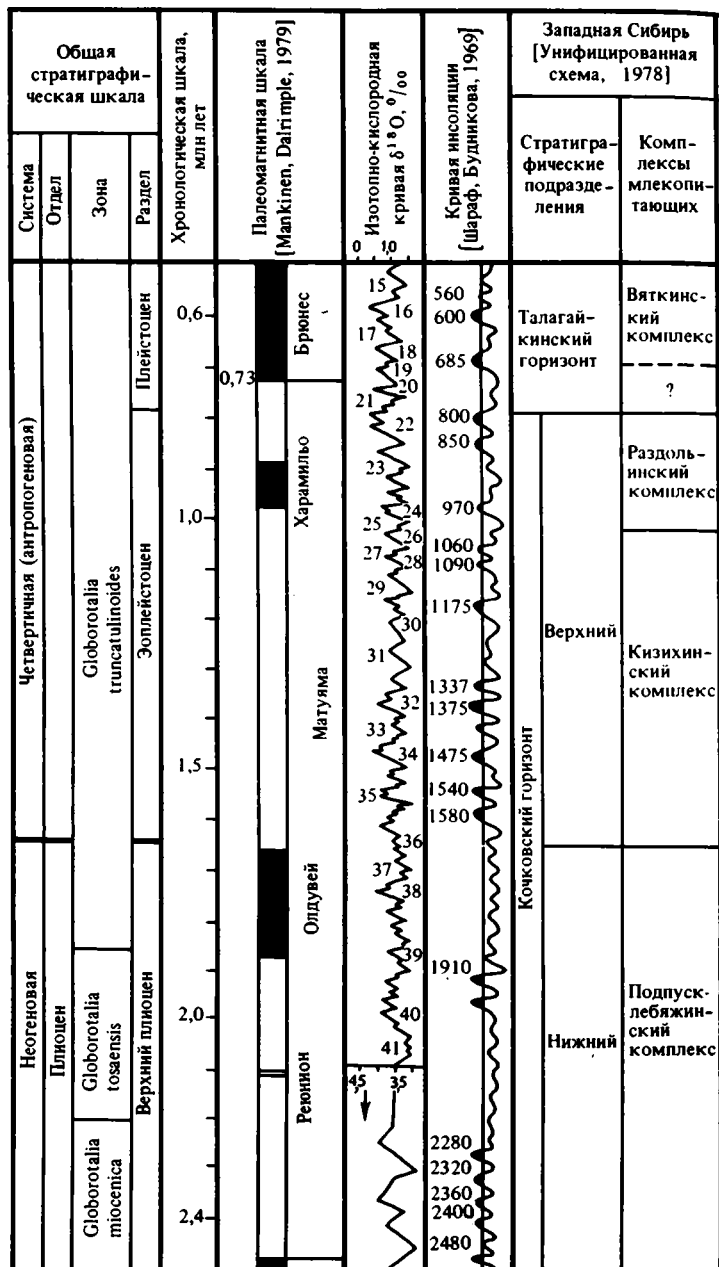
В связи с этим Д. Рио изучил распределение *Gephyrocapsa* в океанах и в Средиземноморье с применением единого подхода к их таксономии [Rio et al., 1982]. Он подразделил особи *Gephyrocapsa oceanica* s.l. по их морфологии и величине и выделил мелкие особи — менее 3,5 мкм, средние в 3,5—5,5 мкм и крупные размером более 5,5 мкм. Все они приурочены к определенным хроностратиграфическим уровням во всех изученных регионах.

Восточная Англия [West, 1972; Shotton, 1973; Funnell, 1973]		Исландия [Albertsson, 1976; Гладенков, 1978]		Альпийская стратиграфическая шкала
Стратиграфические подразделения		Стратиграфические подразделения	Комплексы моллюсков	
Кромер	Верхнепресн. сл.	Базальты с тиллитами	Современ- ные виды	Гюнц—миндель
	?			
Бистон		Брейдавик	Portlandia arctica, P. intermedia, Macoma cf. calcarea	Гюнц
Пастон				Дунай—гюнц
Препастон				
Брамертон				
Бавентий				Дунай
Исен	Антий	Базальты Стангархорн, слои Фурувика и нижние базальты Фурувика		Бибер—дунай
	Турний			
	Ладем	Базальты Хвалвик		Бибер

Морфология и размеры их изменялись во времени, начиная с границы N/Q, что привело автора к выводу об эволюционном развитии *Gephyrocapsa* в нижнем плейстоцене (эоплейстоцене, по нашей терминологии). *Gephyrocapsa oceanica* s.l. в разрезе Врика появляется в сантернии, располагаясь несколько выше уровня появления *Arctica islandica* (близ кровли Олдуея).

Таким образом, граница N/Q по данным наннопланктона и прочих планктон-

Таблица 20 (продолжение)

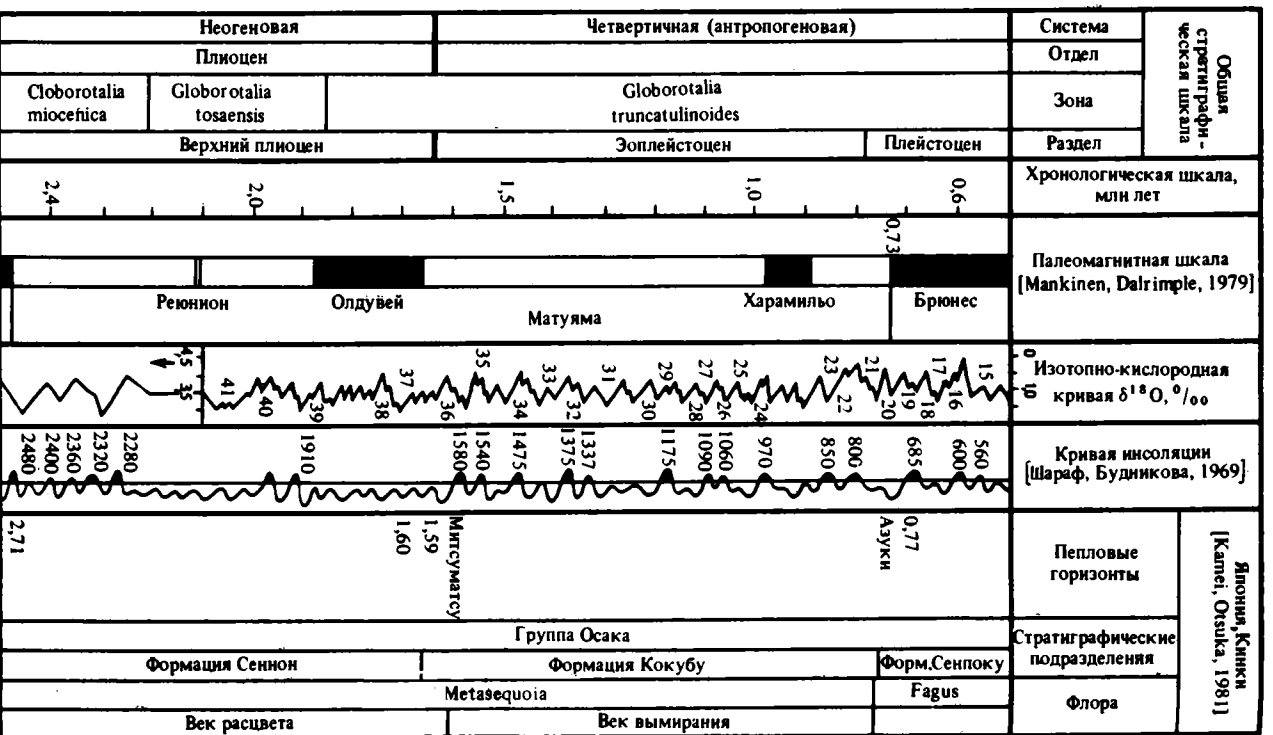


ных организмов (*Globigerina cariacensis* и др.), климатостратиграфии и магнито-стратиграфии (крюк Олдувей), положения в разрезах Италии *Arctica islandica*, которая обеспечивает историческую преемственность, достаточно обоснованна. Она легко может быть прослежена в морских и континентальных отложениях других регионов (табл. 20). Чтобы примирить существующие точки зрения на положение границы N/Q и принимая во внимание определение

Средняя Азия Таджикская депрессия [Додонов, 1986]		Индия		Индонезия [Semah et al., 1982]		Китай [Wu Xihao et al., 1984; Qian Fang et al., 1984]		
Стратиграфические подразделения	Лёссово- почвенные комплексы	Сивалики, Кашмир [Июкояма, 1986; Agrawal et al., 1981]		Андаман- ские, Никобар- ские острова	Ява	Суматра	Стратиграфия лессов	Морские транс- грессии
		Стратиграфические подразделения		Стратигра- фические подразде- ления	Стратиграфические подразделения			
Вахский террасовый комплекс	IX ПК	Сисван	Валунный конгломерат	Верхняя карева	0,5	Харанг- гаол	Лёсс Сифэн	Трансгрес- сия Хуанхуа
	X Л				Кабух			
	X ПК				0,78			
Кайрубикская свита (моласса)	25 ископа- емых почв и разделяю- щие их гори- зонты лёссов	Валунный конгломерат	Верхняя карева	Шомпе- ний	1,16	Пепел тоба	Лёсс Учен	Трансгрес- сия Хайксин
					Пуканган			
					Черные глины			
					1,49 1,51			
Куруксайская свита (моласса)	Красноцветные ископаемые почвы и лёссы, переработанные почвенными процессами	Пинжор	Нижняя карева	Тайпий	Нижний лахар	Дациг туктук	Лёсс Нинчен	Трансгрес- сия Бохай
					1,92			
					2,03			
					1,9			
		Масол	Гатрот			Отложе- ния санмэн и ниховань	Трансгрес- сия Бейджин	

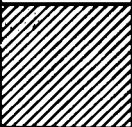
таковой в Международном стратиграфическом справочнике [1978], некоторые считают возможным поместить границу N/Q в интервале времени, соответствующем всему Олдувейскому палеомагнитному эпизоду (1,87—1,67 млн л.н.). Этот интервал уже широко используется в геологической практике для определения положения границы N/Q.

Деятельность рабочей группы проекта 41 МПГК и подкомиссии ИНКВА



по плиоцен-плейстоценовой границе содействовала широкому развитию хроно-стратиграфических исследований плиоценовых и четвертичных отложений как в океанах, так и на континентах и сыграла ведущую роль в решении вопроса о положении границы N/Q в глобальном масштабе.

В 1985 г. рекомендации рабочей группы проекта 41 МПГК и подкомис-

Восточная Африка		Северная Америка [Истербрук, Беллсторф, 1986]			Южная Америка [Pascual, 1984]
Омо, формация Шингура [Brown, Shuey, 1976]	Олдувейское устье [Hay, 1976]	Стратиграфические подразделения	Магнитность	Фаунистические комплексы	Стратиграфические подразделения
Слои	Слои				
L	M	Пепел Перлетт 0 ~ 0,6		Ирвингтон	0,5
	IV	?	прямая		
		Пепел Хартфорд 0,7			
		Морена А-2, А-3	прямая		
		? Афтон			
	III	Морена А-4 типовая Небрасская	обратная		
		?			
	K	Морена Б Безымянная у Дейвид Сити	обратная		
		II	Пепел Перлетт S (Коллеридж) 1,2		
	I				
H	I				1,5
	G				
	F				
	E				
D	Лавы и туфы вулкана Нгоро-нгоро				
C					2,5

Неогеновая		Четвертичная (антропогенная)		Система	Общая стратиграфическая шкала
Плиоцен				Отдел	
Globorotalia miocenica	Globorotalia totaensis	Globorotalia truncatulinoides		Зона	
Верхний плиоцен		Эоплейстоцен	Плейстоцен	Раздел	
				Хронологическая шкала, млн лет	
				Палеомагнитная шкала [Mankinen, Dalrymple, 1979]	
				Изотопно-кислородная кривая $\delta^{18}\text{O}$, ‰	
				Кривая инсоляции [Шараф, Будникова, 1969]	
Плиоцен		Четвертичная система		Стратиграфические подразделения	Новая Зепалия [Yu. Edwards, 1986]
Нукумарусский		Кастлклийский			
		Окехусский			
Опеденение Росс 2,5 Уайлпикский		Путикский		Радиотомическая датировка отдельных событий	
		0,6			
		1,0			
Globorotalia crassaformis (dextral) G. crassa Clamys delicatula		Helicospira sella, 1,45 Calcidiscus macintyre 0,95 Puzosia 1,06—1,26			
Discoaster brouweri 1,95					
Globorotalia truncatulinoides 1,75 Globorotalia sinuata 1,8					

МЕЖЗОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ: ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В основу детальных стратиграфических и корреляционных построений для последних 2—3 млн лет положены представления о колебаниях климата. Важную роль в развитии глобальной климатостратиграфии четвертичного периода сыграло изучение стабильных изотопов ^{18}O и ^{16}O в глубоководных осадках морских и океанических акваторий [Emiliani, 1966, 1972]. Климатостратиграфический подход при изучении верхнеплиоцен-четвертичных отложений применим как в акваториях, так и на суше. Климатостратиграфические данные используются в комплексе с материалами по биостратиграфии, геохронологии, результатами физического изучения пород и археологическими исследованиями. Установлено, что наиболее четкие колебания климата фиксируются современными методами в течение последних 0,8—0,7 млн лет (эпоха Брунес — плейстоцен). Плейстоцену стратиграфической шкалы СССР отвечает средний и верхний плейстоцен широко принятой в Западной Европе стратиграфической схемы. В зоплейстоцене, т.е. в интервале от 1,8—1,6 до 0,8 млн лет назад (л.н.), что соответствует верхнему плиоцену официально принятой в СССР стратиграфической шкалы или нижнему плейстоцену западноевропейской схемы, климатостратиграфические подразделения выражены менее отчетливо, чем в плейстоцене¹.

В настоящее время изотопно-кислородная шкала по донным осадкам часто используется исследователями четвертичного периода как своего рода эталон в стратиграфических и корреляционных построениях. В плейстоцене (0,8 млн лет) установлено не менее десяти климатических ритмов, что отражено на изотопно-кислородной шкале в виде ярусов с первого по двадцать первый [Shackleton, Opdyke, 1973, 1976]. Примерно такого же ранга климатостратиграфические подразделения выделяются в детальных шкалах, построенных по ледниковым и межледниковым отложениям и лёссово-почвенным образованиям [Никифорова и др., 1984; Kukla, 1970, 1978].

Учитывая достаточно дробное климатостратиграфическое подразделение плейстоцена и зоплейстоцена, очень сложно выявить и идентифицировать климатостратиграфические единицы в различных ландшафтных и климатических зонах земного шара. При прослеживании отложений и корреляции геологических событий в меридиональном направлении трудности появляются по ряду причин. Во-первых, большинство климатических ритмов, за исключением лишь некоторых, не имеют хорошо очерченных индивидуальных характеристик. Во-вторых, отсутствует общепринятая пространственно-временная модель, объясняющая ход чередования теплых оптимумов и холодных максимумов в разных широтных зонах. В-третьих, вопрос синхронности и диахронности проявления границ между теплыми и холодными фазами в разных ландшафтно-климатических зонах некоторые исследователи решают неоднозначно. В-четвертых, до сих пор не снята острота проблемы корреляции так называемых аридов и пльувиалов, т.е. не ясно, совпадали ли в аридных зонах низких широт интервалы иссушения с материковыми оледенениями, а эпохи увлажнения с межледниковьями или наоборот — они совпадали с межледниковьями и оледенениями. Мы охарактеризуем лишь некоторые аспекты проблемы корреляции верхнеплиоцен-четвертичных отложений и геологических событий в ледниковых, перигляциальных и аридных областях, а также приведем примеры корреляций. С этой целью рассмотрим ледниковые и перигляциальные области европейской территории СССР и аридную область Средней Азии.

¹ Авторы придерживаются стратиграфической шкалы К.В. Никифоровой и др. [1980].

Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений европейской территории СССР

Детальная геохронологическая шкала четвертичного периода (антропогена) европейской территории СССР была разработана коллективом авторов под руководством К.В. Никифоровой [Никифорова и др., 1980, 1984]. Эта шкала послужила основой для составления общих и региональных очерков [Стратиграфия ..., 1982, 1984], в которых представлены основные климатостратиграфические подразделения антропогена. Ниже мы подробнее остановимся на обосновании возраста отдельных горизонтов. Временная система координат позволяет в целом ориентироваться в оценке масштаба и продолжительности геологических событий прошлого. В основу стратиграфических и корреляционных построений положены результаты изучения разрезов, расположенных в ледниковой и перигляциальной областях, а также в области трансгрессий морских бассейнов на юге СССР.

Стратиграфия четвертичных отложений ледниковых и перигляциальных областей наиболее полно может быть рассмотрена по разрезам бассейнов рек Днепра, Дона, Волги, а также центра Русской равнины, Белоруссии и Прибалтики.

В бассейне Дона и на территории Окско-Донской низменности, бывших одними из опорных регионов при выделении среднеледниковых ледниковых образований, произошла ревизия стратиграфических подразделений. Морена, ранее считавшаяся среднеледниковой — днепровской, оказалась, по данным изучения микротериологических остатков, нижнеледниковой. По мнению одних исследователей (А.А. Величко, В.П. Ударцев, А.К. Маркова и др.), эта морена относится к окскому ледниковью, по мнению других (Р.В. Красненков и др.), — она еще древнее (донское оледенение раннего плейстоцена).

В настоящее время к нижнему и нижней части среднего плейстоцена в бассейне Дона и на Окско-Донской низменности относятся три горизонта морен, резко отличающихся друг от друга по цвету. Нижняя — донская морена (платовский горизонт) — имеет темно-бурый цвет, она перекрыта мучкапскими слоями (колкотовский горизонт) с остатками позднеднестропольской фауны грызунов [Красненков, 1982]. Средняя морена имеет палевый цвет¹, на ней лежат слои с остатками сингильской (лихвинской) фауны мелких млекопитающих, что позволяет относить среднюю морену к окскому горизонту [Ударцев, 1982]. Верхний горизонт морены (красно-бурой, нередко принимаемой за подвергшуюся выветриванию часть профиля вышележащей почвы), развитый на меньшей площади, чем нижние горизонты морен, относится к днепровскому горизонту. Он перекрывает слои с лихвинской фауной и для него определен термолюминесцентный коэффициент 0,8, что, по данным В.Н. Шелкопляса, производившего измерения, соответствует днепровскому ледниковью.

Межледниковые отложения, подобные одинцовским, вскрыты скважинами у г. Балашихи и в обнажении на р. Липне (д. Бармино, запад Владимирской области), где они развиты в красной части области московского оледенения и лежат под малоомощной московской мореной [Васильев и др., 1982].

Развитие днепровской морены не только в бассейне Дона, но и в долине Оки (г. Чекалин), где она подстилается лёссовидными отложениями с погребенными (интерстадиальными) почвами и лихвинскими межледниковыми слоями, позволяет снять вопрос о том, было ли днепровское оледенение в центре Русской равнины. Оно здесь безусловно было, так же как и в бассейне Днепра, где под мореной, в разрезах, аналогичных лихвинскому, известна

¹ Различие цвета разновозрастных морен выдерживается на большом пространстве Центрально-черноземной области и является наряду с другими показателями диагностическим признаком при полевом прослеживании ледниковых отложений в этом регионе.

сингильская (лихвинская) фауна мелких млекопитающих. Термолюминесцентный (ТЛ) возраст днепровской морены 280—230 тыс. л.н. (определения В.Н. Шелкопляса). Одновозрастная с днепровской самаровская морена в Сибири имеет ТЛ возраст 270(290)—200 тыс. л.н. [Архипов и др., 1982].

Ледниковые образования нижнего плейстоцена развиты и в других районах европейской территории СССР, и за ее пределами. Аналог донской морены — дзукийская морена на северо-западе европейской части СССР, нижеберезинские, наревские, варяжские ледниковые отложения в Белоруссии. О.Д. Ярмизин [1982] считает, что в Волынском Полесье варяжское оледенение было наибольшим. В Западной Сибири тот же возраст, по мнению В.С. и И.А. Волковых [1982], имеет горнийская бассейновая морена, в которой проходит граница палеомагнитных эпох Брюнес—Матуяма.

Окская морена на Верхней Оке имеет ТЛ возраст — 482 тыс. л.н. [Ренгартен и др., 1977]. Окское оледенение захватило часть бассейна Камы, Карелию, Литву (дайнавский ледниковый комплекс), Латвию (летижский комплекс), Белоруссию (березинский — верхнеберезинский — комплекс). Отмечаются две стадии этого оледенения (краковского) на территории Польши [Линднер, 1982]; в Чехословакии в Моравии установлено два эльстерских оледенения [Мацоун, 1982]. В Сибири обнаружено две морены с возрастом 400—500 тыс. л.н. [Архипов и др., 1982].

В последнее время предпринята ревизия определения возраста среднеплейстоценовых морен в Подмоскowie и в других местах Центрального района. Как ни странно, но в Подмоскowie сейчас нет представительных разрезов, в которых возраст днепровской морены был бы надежно обоснован. Сейчас ряд исследователей склонны относить ее к раннему плейстоцену. Отчасти этим обстоятельством вызваны споры по определению возраста вышележащих одицовских слоев. Последние, по палинологическим данным, параллелизуются с известными рославльскими отложениями запада Центрального района. Микро-термиологические исследования показали раннеплейстоценовый возраст последних. Однако в прежнем стратотипическом обнажении у ст. Одицово (к западу от Москвы) изучение одицовских озерных слоев показало последовательность их накопления (без перерыва) от днепровского ледникового до времени начала московского оледенения. Здесь же в этих осадках была встречена и мамонтовая фауна крупных млекопитающих [Яковлев, 1956].

Не все исследователи признают существование московского оледенения [Величко, 1968]. При этом, по-видимому, не учитываются известные данные о том, что в ближнем Подмоскowie верхняя морена перекрывает одицовские отложения с мамонтовой (среднеплейстоценовой) фауной млекопитающих. Этот покров ледниковых отложений распространяется от Москвы до районов Верхнего Поволжья (устье р. Унжи), а граница московского оледенения трассируется на несколько сот километров юго-восточнее границы последнего ледникового покрова. ТЛ возраст московской морены оценивается в 180 тыс. л.н. В Северной Азии аналог этого оледенения — тазовское оледенение, морена которого имеет ТЛ возраст 160(180)—130(140) тыс. л.н. [Архипов и др., 1982].

На север Подмоскovia вторгся ледник калининского (ранневалдайского) оледенения. Его морена с несомненностью установлена поверх смятых микулинских отложений у г. Дмитрова [Васильев и др., 1982] и в районах Верхнего Поволжья. ТЛ возраст этой морены определяется в 70 тыс. л.н. Примерно в это же время на севере Сибири происходило зырянское оледенение (ермаковский горизонт), более обширное, чем последнее сартанское оледенение. Возраст зырянского оледенения по ТЛ оценивается в 100—55 тыс. л.н. [Архипов и др., 1982].

Последний ледниковый покров — ошашковский, или поздневалдайский, в своем распространении достигал верховьев Волги. Начало этого оледенения

было около 24 тыс. л.н., а кульминация — 20—18 тыс. л.н. В Сибири его временной аналог — сартанское оледенение.

Обратимся теперь к корреляции отложений ледниковой и перигляциальной областей. Такая корреляция осуществляется при прослеживании террас и аллювиальных свит. В пределах надпойменных террас в перигляциальной зоне обычно развиты две аллювиальные свиты — верхняя, сложенная перигляциальным аллювием, и нижняя, образовавшаяся в эпоху предшествующего межледниковья.

Перигляциальный аллювий большей частью залегает на аллювии предшествующего межледниковья. Можно считать, что накопление перигляциального аллювия каждой террасы происходило от конца предшествующего межледниковья (или интерстадиала) в течение эпохи ледниковья, когда уровень аккумуляции осадков в долине повышался. Речная терраса, сложенная этим аллювием, прослеживается вне границ соответствующего оледенения. Внутри границ оледенения аллювий террасы (и флювиогляциальные осадки) погребены под мореной. Террасы у бывшего края ледника смыкаются с зандровой равниной, окаймляющей этот край, а аллювий по простиранию замещается здесь флювиогляциальными отложениями.

Для приледниковых районов характерно, что в долине реки крупнообломочный материал (валунник, галечник, гравий) появляется в верхней части разреза аллювиальных и флювиогляциальных отложений, чем они отличаются от нормального аллювия, обогащенного этим материалом в своем основании. Последнее обстоятельство позволяет заключить, что аллювий террасы, по крайней мере его верхняя часть, соответствует по времени максимальному распространению ледника.

У границы области оледенения перигляциальная аллювиальная свита перекрыта мореной, на которой лежат лишь маломощные озерные осадки. Следовательно, при отступании ледника прекращается избыточная аккумуляция аллювия, начинается врезание реки в ранее отложенные осадки, аллювий образуется по интративному типу.

Валунно-галечниковые образования, которые отлагались при отступании ледника, обычно врезаны в морену и подстилающие ее осадки. Они наблюдались во многих разрезах в долине Верхней Волги.

Пользуясь этими данными, мы можем коррелировать ледниковые отложения с перигляциальными аллювиальными отложениями надпойменных террас, развитых вне области оледенений. Если же иметь в виду дальние корреляции, то метод прослеживания террас и слагающих их аллювиальных отложений мало пригоден, например, в долине Волги из-за погружения террас в Нижнем Поволжье (подобное явление — "ножницы" террас — описано ранее Г.Ф. Мирчинком для террас Кубани).

Наиболее высокая аккумулятивная терраса Волги, хорошо изученная и известная по работам Е.В. Шанцера и А.И. Москвитина как красноярская, имеет высоту на Средней Волге до 100 м. В Казанском Заволжье она смыкается с зандрами днепровского (максимального в этом районе) оледенения, распространявшегося почти до устья р. Ветлуги. Эта терраса прослеживается до юга Саратовского Заволжья, т.е. до Нижней Волги, и является маркирующей поверхностью и репером для корреляции. Дополнительным коррелятивом служит то, что низы разреза красноярской террасы сложены двумя свитами погребенного аллювия, к нижней из которых (нижнекривичской) относятся и лихвинские отложения стратотипического разреза Верхней Оки [Горецкий, 1964, 1966]. Эти свиты — связующее звено ледниковой области центра и востока Русской равнины (Верхнее Поволжье) и области трансгрессий Каспия.

В низовьях Волги они изучены Г.И. Горецким [1966]. Нижнекривичская свита соответствует сингильским слоям с сингильской (лихвинской) фауной

мелких млекопитающих и, таким образом, коррелятна осадкам первого ранне-хазарского бассейна. Вышележащая верхнекривичская свита, также погребенная под перигляциальным аллювием красноярской свиты, смыкается с косожскими—черноярскими слоями, в которых обнаружены костные остатки хазарской фауны млекопитающих. Возраст нижнехазарских морских отложений по Y_0/U древнее 254 тыс. л.н., по ТЛ — 254 ± 30 тыс. л.н. [Свиточ и др., 1976; Стратиграфия..., 1984]. Вероятно, такой возраст имеет вторая ранне-хазарская трансгрессия, происходившая до начала и в начале днепровского оледенения. Следовательно, накопившийся позже перигляциальный аллювий IV террасы времени днепровского оледенения соответствует регрессии ранне-хазарского бассейна, когда кровля нижнехазарских — косожских и черноярских отложений была разбита морозобойными трещинами и согласно перекрыта континентальными осадками — песками (вверху суглинки), обычно не отделяемыми (из-за большого сходства) от более молодых ательских слоев и сходными с перигляциальным аллювием.

В долинах Дона и Днепра нельзя непосредственно проследить террасы от области оледенений до области морских трансгрессий, так как в низовьях рек они погружаются. Погребенные же свиты аллювия (верхне- и нижнекривичская) прослеживаются в скважинах, как правило, на протяжении всей долины. В низовьях Дона и Днепра они замещаются соответственно верхними и нижними древнеэвксинскими лиманными осадками.

Более древние — венедская и соликамская аллювиальные свиты — описаны Г.И. Горецким [1964, 1970]. На Верхней Оке они залегают ниже окской морены и прослеживаются на всем протяжении речных долин Русской равнины. Стратиграфически ниже этих свит, по мнению Г.И. Горецкого, залегает древнейшая морена плейстоцена — березинская. В низовьях Волги венедская и соликамская свиты соответствуют, по времени своего образования, регрессии бакинского моря. В низовьях Дона и Днепра эти свиты отвечают регрессии чаудинского моря, при очевидной синхронности существования бакинского и чаудинского бассейнов. Березинская морена предположительно коррелируется со временем бакинской и чаудинской трансгрессий и относится к платовскому горизонту принятой нами схемы [Никифорова и др., 1980]. ТЛ возраст бакинских морских отложений определяется в пределах от 400 ± 48 (с. Черный Яр) — до 480 ± 53 тыс. л.н. (оз. Баскунчак) [Стратиграфия ..., 1984].

Сложнее прямая корреляция более низких волжских террас. III надпойменная терраса (ее высота около 35 м) начинается от границы московского ледникового покрова — от района устья р. Унжа, где она смыкается с зандровой равниной этого оледенения. Аналогичное соотношение моренной и зандровой равнин с III террасой рек Москвы и Оки: терраса переходит в зандр, а перигляциальный аллювий замещается флювиогляциальными отложениями. Под верхней свитой аллювия III террасы Оки, по данным А.А. Асеева, лежит одиноцкий межледниковый аллювий.

III терраса прослеживается по Средней и Нижней Волге. Там, где Нижняя Волга смыкается с Прикаспийской низменностью и в пределах последней, она погружается под уровень хвалынской аккумулятивной морской равнины. Террасы того же возраста есть на Дону и Днепре, однако они не наблюдаются в области морских трансгрессий.

II терраса высокого уровня (25—28 м) хорошо выражена на значительной части долины Волги. От Костромы до Ярославля ее аллювий замещается флювиогляциальными осадками и водноледниковыми отложениями, перекрытыми маломощной мореной. В районе Ярославля, по мнению многих исследователей, проходит граница калининского (ранневалдайского оледенения).

В долине р. Москвы (в черте г. Москвы и ее окрестностях) известны

(существовавшие в прошлом) микулинские торфяники (Кутузовская Слобода, санаторий "Чайка" и др.), приуроченные ко II террасе (высокого уровня), где они погребены под перигляциальным аллювием ранневалдайского (калининского) времени.

В Саратовском Заволжье в верхней части II террасы высокого уровня появляются слои солоноватоводных осадков, образовавшиеся, по-видимому, во время максимальной хвалынской трансгрессии. Ниже по Волге эта терраса, опускаясь, сливается с Прикаспийской низменностью, сложенной почти с поверхности хвалынскими морскими осадками. Последние подстилаются ательскими слоями, которые следует считать аналогом верхней аллювиальной свиты II террасы высокого уровня и относить к калининскому ледниковью. Можно полагать, что раннехвалынская трансгрессия (до уровня 48 м — максимальная) произошла в калининское время. Поскольку хвалынские осадки занимают то же место в разрезе террасы, что и калининская морена по Верхней Волге, эта трансгрессия соответствует, очевидно, максимуму калининского оледенения. ТЛ возраст морских нижнехвалынских осадков оценивается от $47 \pm 5,2$ до $71 \pm 8,1$ тыс. л.н. [Свиточ и др., 1976].

В районе Волгограда ательские слои, согласно перекрытые морскими осадками максимальной хвалынской трансгрессии, наложены на ископаемую почву микулинского межледниковья, к которой приурочена палеолитическая мустьерская стоянка Рынок в балке Сухая Мечётка. Это важное обстоятельство показывает, что, во-первых, ательские слои (их ТЛ возраст оценивается в 50—70 тыс. л.н. [Сорокин и др., 1982]) одновозрастны отложениям II террасы высокого уровня и калининскому оледенению; во-вторых, нижняя часть разреза той же террасы (нижняя аллювиальная свита) в районе Волгограда, как и в долине р. Москвы, соответствует микулинскому межледниковью. Она в низовьях Волги замещается верхнехазарскими лиманными и морскими осадками (их ТЛ возраст из различных разрезов от 91 ± 17 до 117 ± 13 тыс. л.н. [Свиточ и др., 1976; Стратиграфия..., 1984]). В низовьях Дона нижняя аллювиальная свита II террасы высокого уровня замещается карангатскими морскими осадками [Попов, 1961; и др.]. Возраст карангата определяется различными методами в широких пределах — от 70—90 до 120—130 тыс. л.н. Так, по данным Х.А. Арсланова [1982], возраст раковин из росс-вюрмских морских отложений по ураново-иониевому методу 100—115 тыс. л.н. Получены также даты 90—70 тыс. лет для карангата и 120—140 тыс. лет для ашейской террасы, что позволяет допускать возможность двух-трех росс-вюрмских трансгрессий Черного моря.

Обращаясь к морским отложениям Северного Прикаспия и Нижней Волги, следует более пристальное внимание уделить представлениям ряда исследователей (Г.И. Горецкий, Г.И. Попов), описавших здесь гирканские солоноватоводные осадки, которые другие исследователи (П.В. Федоров, Ю.М. Васильев) считали опресненной фацией верхнего хазара. На Нижней Волге Г.И. Попов именует верхнехазарскими отложения, содержащие хазарскую фауну млекопитающих (разрезы у Черного Яра и др.). Большинство исследователей они называют косожскими и черноморскими, т.е. нижнехазарскими. Более молодые лиманные отложения, обнажающиеся в ряде других разрезов (Цаган-Аман, Копановка, Ветлянка и др.) Г.И. Попов считает гирканскими. Наконец, существуют типичные верхнехазарские морские отложения (в разрезах у Енотаевки и Сероглазовки). Ю.М. Васильев считает не исключенным выделение по Нижней Волге двух самостоятельных горизонтов, помещающихся в стратиграфическом интервале от нижнего хазара до нижней хвалыни: верхний из них микулинский (росс-вюрмский горизонт верхнехазарских морских осадков с *Didacna surachanica*), а нижний — ранее относившийся к опресненному верхнему хазару [Васильев, Федоров, 1965]. Последний можно было бы парал-

делизировать с частью одинцовского межледникового (морские осадки этого времени до сих пор не известны в Каспийской области и по Нижней Волге).

Высказанное предположение отчасти подкрепляется тем обстоятельством, что на Кавказском побережье Каспия выделяются три нижнехазарские морские террасы. Нижняя из них, вероятно, параллелизуется с одинцовским горизонтом. Позднехазарский бассейн, уровень которого едва достигал -15 м, не мог образовать пролив в Западный Маныч, где осадки его, как доказывает Г.И. Попов, залегают, под карангатом. Значит, был другой — более древний бассейн, по времени предшествовавший карангатскому в Азово-Черноморском бассейне. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Гораздо легче произвести корреляцию по комплексу низких террас. Их можно рассматривать как прямые коррелятивы или маркирующие поверхности для сопоставления событий и отложений между ледниковой и перигляциальной областью и областью морских трансгрессий Понто-Каспийского бассейна.

II надпойменная терраса низкого уровня (18—20 м) прослеживается вдоль всей Волги. В ее верховьях она смыкается с зандровой равниной поздневалдайского (осташковского) оледенения (район г. Селижарово). Здесь аллювий террасы замещается флювиогляциальными отложениями, перекрытыми маломощной мореной. В низовьях Волги в ее строении принимают участие морские и лиманные отложения хвалынской трансгрессии, достигавшей уровня +22—25 м (среднехвалынская, по Ю.М. Васильеву). В низах разреза II террасы Прикаспийской низменности развиты так называемые эльтонские слои — серые илстые глины с растительными остатками, образовавшиеся во время регрессии, разделявшей ранне- и среднехвалынскую трансгрессию. Вверх по Волге лиманные осадки этой террасы переходят по простиранию в аллювиальные. Радиоуглеродные даты по растительным остаткам из основания перигляциального аллювия II террасы низкого уровня показывают возраст 27—29 тыс. л.н. [Стратиграфия ..., 1984]. Можно полагать, что нижняя свита этой террасы образовалась во время средневалдайского интерстадиала (30—50 тыс. л.н.) (табл. 21).

В долине Волги, как и в долинах рек Азово-Черноморского бассейна, прослеживается I надпойменная терраса. Многочисленные наблюдения показали, что она имеет два уровня: 6—8 м (I терраса низкого уровня) и 12—14 м (I терраса высокого уровня), сложенные стратиграфически самостоятельными аллювиальными осадками. Осадки I террасы высокого уровня названы Ю.М. Васильевым гагаринским подгоризонтом, а I террасы низкого уровня — борщевским, по названию тех пунктов на Дону, где эти осадки лучше всего изучены и содержат археологические памятники. В верховьях Волги упомянутые террасы соответствуют стадиям отступления последнего ледникового покрова, сливаясь с поясами зандров этих стадий, а в низовьях Волги верхняя из этих террас, именуемая здесь сарпинской, отвечает максимальному распространению позднехвалынской трансгрессии (до уровня 0 м). I терраса низкого уровня соответствует стадии регрессии позднехвалынского бассейна (возраст слагающих ее осадков по ^{14}C 11—13 тыс. л.н.) [Чердынцев и др., 1969]. В низовьях Дона и Днепра позднехвалынской трансгрессии по времени соответствует новозвксинская трансгрессия (9—19 тыс. л.н.).

На западном побережье Каспия можно видеть соотношение морских и континентальных отложений аридной зоны. Нижнеплейстоценовые континентальные образования согласно (с постепенным переходом) перекрывают морские бакинские отложения и, следовательно, образовались при регрессии этого моря. Морские нижне- и верхнехазарские отложения обнаруживают точно такое же соотношение с континентальными образованиями, что и более древние осадки.

Иные соотношения с континентальными отложениями имеют хвалынские

Таблица 21. Аллювиальные отложения террас долины Волги и отношение этапов их формирования к главным событиям области оледенений европейской части СССР и области трансгрессий Каспийского моря в плейстоцене

Ледниковая область	Долина Волги	Трансгрессии и регрессии Каспия
Стадии отступления поздневалдайского (осташковского) оледенения	Аллювий I террасы низкого уровня	Стадии отступления позднехвалынского бассейна
Поздневалдайское оледенение	Аллювий I террасы высокого уровня (сарнинской) Верхняя свита аллювия II террасы низкого уровня	Позднехвалынского трансгрессии Енотаевская регрессия Среднехвалынская трансгрессия
Средневалдайский интерстадиал	Низы аллювия II террасы	Эльтонская регрессия
Ранневалдайское (калининское) оледенение	Верхняя аллювиальная свита II террасы высокого уровня	Раннехвалынская трансгрессия Ательская регрессия
Микулинское межледниковье	Нижняя аллювиальная свита II террасы высокого уровня	Позднехазарская трансгрессия
Московское оледенение	Верхняя свита аллювия III (белоярской) террасы	Регрессия
Одинцовское межледниковье	Нижняя свита аллювия III террасы	Гирканская трансгрессия
Днепровское оледенение	Верхняя свита аллювия IV (красноярской) террасы	Регрессия
Лихвинское межледниковье	Нижняя свита аллювия IV террасы (верхнекривичская) Погребенная свита аллювия (нижнекривичская)	Вторая раннехазарская трансгрессия (косожские, черноярские слои) Первая раннехазарская трансгрессия (сингильские слои)
Окское оледенение		Регрессия
Колкотовское (мучкапское) межледниковье	Венедская и соликамская свиты погребенного аллювия Аллювий погребенной террасы Волги	
Платовское (березинское, донское) оледенение		Позднебакинская трансгрессия
Михайловское межледниковье		Раннебакинская трансгрессия

морские осадки. Они замещаются по простирацию делювиальными и пролювиальными образованиями. Морские осадки трансгрессивных фаз Каспия обычно лежат в основании разрезов террас и выполняют эрозионные, возможно, речные врезы, тогда как континентальные осадки залегают поверх морских слоев и обнаруживают признаки констративного наслоения.

Трансгрессиям моря предшествовало углубление речных долин. Регрессии же моря сопутствовало заполнение долин. Таким образом, отложения аридной формации занимают то же место в стратиграфической шкале и имеют такое же отношение к морским осадкам, как и отложения перигляциальной формации.

Соотношение морских и континентальных отложений изучено также на побережьях Черного и Азовского морей и по долинам впадающих в них рек. Во время регрессий Азово-Черноморского бассейна образовались верхние аллювиальные свиты террас Дона и Днепра, накопившиеся в эпохи средне-позднечетвертичных оледенений. Во время трансгрессий происходили размыв и накопление нижних аллювиальных свит.

В долинах рек Черноморского побережья Кавказа соотношение аллювиальных и морских отложений описано А.В. Кожевниковым, Е.Е. Милановским и Ю.В. Саядином [1977]. По их данным, преимущественное врезание рек Кавказа происходило в межледниковья при трансгрессиях Черного моря, а накопление аллювия было в эпохи оледенений. В результате соотношение

морских и континентальных отложений на Черноморском побережье Кавказа подобно соотношению аналогичных образований равнинных рек Азово-Черноморского бассейна и близко к тому, что наблюдалось на побережьях Каспия и в Нижнем Поволжье.

Проблема корреляции аридов и плювиалов Средней Азии

Климатические колебания четвертичного периода в Средней Азии нашли достаточно отчетливое отражение в седиментационных ритмах субэзральных и субаквальных отложений. В субэзральных покровах лёссово-почвенной формации ритмичность седиментации проявлена в чередовании горизонтов лёссов и ископаемых почв. В субаквальных — аллювиальных (или аллювиально-пролювиальных) отложениях ритмичность литологически выражена в чередовании пачек хорошо промытых галечников нормального аллювия, являющегося аналогом аллювия межледникового типа, и супесчано-суглинистых, плохо отсортированных пачек, рассматриваемых как аридный аллювий. Последний ассоциируется с перигляциальным аллювием ледниковой и перигляциальной зон. Горизонты лёссов парагенетически связаны с пачками аридного аллювия, а горизонты ископаемых почв соответствуют пачкам нормального аллювия. Такие соотношения между гетерогенными четвертичными образованиями улавливаются в зонах фациальных переходов от субаквальных отложений к субэзральным толщам. Климатостратиграфическая интерпретация ритмичного строения четвертичных отложений в аридной зоне Средней Азии не всегда однозначно понимается разными исследователями. Существует проблема корреляции аридов и плювиалов с ледниковыми и межледниковыми событиями.

Палеоклиматические реконструкции аридной зоны Внутренней и Восточной Азии [Равский, 1972; Алексеев, 1978, 1982; Девяткин, 1981; Мурзаева и др., 1984], районов Восточного Средиземноморья [Hogowitz, 1979; Hogowitz, Gat, 1984], Средней Азии [Мамедов, 1980; Додонов, Ломов, 1980; Пахомов, 1982] демонстрируют разный методологический подход и разную климатостратиграфическую интерпретацию геологических событий четвертичного периода. Приверженцами ледниково-плювиальной концепции, признающими совпадение плювиалов в аридных областях с эпохами оледенений, в качестве причин возникновения условий увлажнения климата приводятся такие феномены, как увеличение водности рек и трансгрессии озер, понижение среднегодовых температур и уменьшение испаряемости, изменение атмосферной циркуляции. Разумеется, все эти факторы имели место и в той или иной мере влияли на климат различных регионов. Полностью оценить степень их воздействия чрезвычайно трудно, поскольку мы имеем дело лишь с опосредованным их проявлением и оперируем часто очень неполной информацией, извлекаемой из геологических разрезов. Тем не менее и в этом случае необходимо правильно оценивать действие каждого фактора и всю их совокупность.

Если принять во внимание фактор увеличения водности рек и повышения уровня внутренних бассейнов, то указанные явления не могут создать плювиального эффекта в развитии самого климата. На это указывал еще Э.И. Равский [1972] при изучении Внутренней Азии. Он отмечал, что развитие в аридной зоне озер не в состоянии изменить влажность климата, и предлагал различать факты обводнения предгорных областей, связанные с таянием ледников, и эффект общего увлажнения климата. Конечно, появление на суше во время оледенений значительных масс льда в виде щитов и мощных горных ледников способствовало сезонному увеличению водности рек и повышению уровня внутренних бассейнов. Так, некоторые исследователи считают, что позднеледниковые трансгрессии Каспийского моря (ранне- и поздне-

хвалынской) происходили во время валдайских ледниковых стадий, соответствуя этапам дегляциации [Федоров, 1978; Леонтьев, Рычагов, 1980]. Однако воздействие на климат трансгрессии даже такого сравнительно большого бассейна, как Каспий, ограничивалось лишь прибрежной зоной, не оказывая влияния на климат внутренних областей Средней Азии, поскольку воздушные массы, несущие влагу, формируются главным образом над Атлантикой и Средиземноморьем.

Рассматривая колебания уровней замкнутых бассейнов, нельзя забывать, что во время оледенений происходили регрессии Мирового океана, в результате чего увеличивалась площадь континентов за счет осушаемых участков шельфа. Величина регрессии Мирового океана в эпохи оледенений во второй половине плейстоцена оценивается до $-100 \div -150$ м. Например, на востоке Китая во время последнего ледникового максимума в результате регрессии моря до -150 м береговая линия отступала от своего современного положения на $700\text{—}800$ км в сторону моря [Лю Дуншэн и др., 1984]. Обширные участки арктического шельфа севера Евразии во время ледниковых эпох были ареной материкового и морского оледенения. Большие площади арктического шельфа осушались, на месте современных шельфовых морей Северного Ледовитого океана образовывались низкие равнины и сухопутные соединения между отдельными участками суши [Алексеев, 1982; Ионин и др., 1982; Спиридонов, 1970]. Расширение площади континентов способствовало увеличению изолированности аридных областей от влияния океана и окраинных морей и приводило к континентализации климата.

При реконструкциях общей циркуляции атмосферы предполагается, что возникновение плювиального климата в аридных областях происходило в первую очередь за счет воздушных масс из областей с теплым и влажным морским климатом. Однако в условиях, когда в результате гляциостатической регрессии океана возрастала площадь суши, по-видимому, еще больше уменьшалось влияние влажных морских воздушных масс на аридные области. Кроме того, важно учитывать изменение палеотемператур поверхностных вод океана. В периоды ледниковый отмечается общее понижение температур океанических вод на несколько градусов по сравнению с современными. Так, в позднем вюрме палеотемпературы в Карибском бассейне понизились на 3°C [Shackleton, Opdyke, 1973]. В западном Средиземноморье во время максимума последнего оледенения (18 тыс. л.н.) понижение палеотемператур составило 4°C . Все это оказывало влияние на формирование воздушных масс над океаном, ослабляя плювиальный эффект их воздействия на аридные зоны континентов.

Результаты глобальных реконструкций условий окружающей среды для континентов и океанов времени последнего ледникового максимума, опубликованные коллективом ученых по проекту CLIMAP [McIntyre et al., 1976], показали следующее: регрессия Мирового океана достигала -85 м; среднее понижение температуры поверхностных вод Мирового океана составляло $2,3^\circ\text{C}$; усиливалось похолодание за счет увеличения апвеллинга вод в зоне дивергенции экваториальных течений, а также возрастало похолодание за счет апвеллинга у западных побережий Африки, Австралии и Южной Америки; полярные фронтальные системы смещались в сторону экватора; на суше происходило расширение площади степей и пустынь за счет сокращения лесов; возрастало альбедо суши в результате увеличения областей, покрытых льдами, и расширения открытых пространств. В Северном полушарии мощность континентальных ледников (в Северной Америке и на севере Европы) достигала 3 км, возрастала ледовитость северных частей Тихого и Атлантического океанов.

Сторонники ледниково-плювиальной концепции, отождествляющие плювиальные эпохи в аридных областях с оледенениями, допускают, что во время

оледенений при западном переносе воздушных масс траектории циклонов смещались к югу и таким путем они достигали Средней Азии. Между тем именно во время оледенений, когда влияние Сибирского антициклона расширилось и территория Средней Азии, вероятно, также находилась в области высокого атмосферного давления, проникновение относительно влажных и теплых циклональных воздушных масс с запада блокировалось довольно стабильными антициклональными системами. Для областей Средней и Восточной Азии был характерен главным образом северный перенос холодных и сухих воздушных масс [Синицин, 1967; Алексеев, 1978; Лю Дуншэн и др., 1984]. Согласно палеогеографическим реконструкциям, во время оледенений в субтропический пояс над Евразией вторгались северные холодные и сухие воздушные массы [Величко, 1977].

Намечая общие пути решения проблемы, связанной с палеоклиматическими реконструкциями и интерпретацией геологических разрезов в аридных областях, необходимо отметить, что ощущается недостаток данных, часто отсутствуют количественные оценки, не хватает точных хронологических дат, сказывается разная степень изученности регионов. Все это мешает проводить однозначную корреляцию. Тем не менее представляется, что в аридных зонах условиям оледенений скорее всего отвечали интервалы засушливого, относительно прохладного (холодного) климата и происходило накопление лёссового материала и формирование аридного аллювия, а в межледниковья наступали относительное увлажнение и потепление, сопровождавшиеся образованием почвенных горизонтов и развитием фаций нормального (межледникового) аллювия. Такая трактовка позволяет с наименьшими противоречиями подойти к расшифровке субазральных и субаквальных разрезов. Актуалистической моделью межледниковых условий служит голоценовый этап развития окружающей обстановки, во время которого в предгорьях Средней Азии на лёссовых покровах сформировалась современная (голоценовая) хорошо выраженная бурокоричневая почва.

Лёссово-почвенная шкала Средней Азии, геологические события и корреляция

В последние 10—15 лет проводилось обстоятельное стратиграфическое, литологическое, литолого-фациальное, палеопедологическое, палеомагнитное, палеонтологическое, археологическое и термолюминесцентное изучение лёссово-почвенных разрезов Средней Азии [Лазаренко, Шелкоплас, 1973; Минина, 1973; Пеньков и др., 1976; Додонов, Пеньков, 1977; Лазаренко, Ранов, 1977; Лазаренко и др., 1977; Степанов, Абдуназаров, 1977; Ломов, Пеньков, 1979; Додонов, Ломов, 1980]. Детальная лёссово-почвенная шкала охватывает верхи верхнего плиоцена, зоплейстоцен и плейстоцен. Основными стратиграфическими единицами лёссово-почвенной шкалы являются педокомплексы и разделяющие их горизонты лёссов. Использование стратиграфической шкалы, опирающейся одновременно на разрезы субазрального и субаквального типа, позволяет лучше связать уже сложившиеся представления о геологическом развитии региона с общей геохронологией и современным пониманием стратиграфии мощных лёссовых покровов [Пеньков и др., 1976; Додонов, Пеньков, 1977].

Начало лёссообразования в Средней Азии можно рассматривать как геологический рубеж, свидетельствующий о наступлении континентального и аридного климата. Это событие произошло в разных областях Евразии неодновременно. При этом следует учитывать некоторую неполноту геохронологических данных, указывающих на возраст самых древних генераций лёссов, а также условность понимания древних, так называемых каменных лёссов,

как образований, адекватных плейстоценовым лёссам. В Южном Таджикистане наиболее древние каменные лёссы формировались примерно с 2,4—2 млн л.н. В Северном Китае китайские исследователи исчисляют начало лёссовобразования 2,4 млн л.н. [Zhang Zonghu, 1984]. На юго-востоке Западно-Сибирской равнины наиболее древние горизонты лёссов (на границе кочковской и красnodубровской свит) имеют возраст около 0,7—0,6 млн лет [Архипов и др., 1982; Волков, Зыкина, 1982]. В Кашмирской долине возраст лёссового покрова, где фиксируется не более десяти ископаемых почв [Агравал, 1982], по-видимому, не выходит за пределы эпохи Брунес. В Северном Пакистане на Потварском плато, по данным Х. де Терра и Т. Патерсона [De Terra, Paterson, 1939], мощность лёссов достигает 60 м, а геологические условия их залегания позволяют предположить, что по возрасту они укладываются во временной интервал эпохи Брунес.

На европейской территории СССР наиболее древние горизонты лёссов находятся на рубеже эоплейстоцена и плейстоцена (около 0,9—0,7 млн л.н.) [Герасимов и др., 1980]. На более ранних этапах (в плиоцене и эоплейстоцене) лёссовобразование на юге Украины происходило лишь на отдельных участках; в этом стратиграфическом интервале погребенные почвы разделены лёссовидными породами, в основном глинами [Веклич, 1980, 1982]. В наиболее мощном лёссовом разрезе Австрии — Кремс горизонты лёссов и палеопочв прослеживаются вглубь до уровня палеомагнитного эпизода Олдувей [Fink, Kukla, 1977]. Рубеж 0,9—0,8 млн л.н. принят в Венгрии М. Печи за начало лёссовобразования [Pécsi, 1984], хотя лёссовидные породы фиксируются на Большой Венгерской равнине до уровня 1,8 млн л.н. и, возможно, раньше.

В Чехословакии субазральные толщи образуют сложно построенные склоновые покровы, в которых ископаемые почвы не выдержаны по простирацию и расщепляются вниз по склонам. В склоновом лёссово-почвенном разрезе Червоны-Копец инверсия Матуяма—Брунес установлена в подошве лёссово-почвенной толщи, близко от основания десятой ископаемой почвы [Kukla, 1978].

За пределами Евразии, например, в США (Небраска), основание лёссовой толщи датировано по маркирующему горизонту вулканического пепла пёрллетт около 0,6 млн л.н. Выше пёрллеттских пеплов фиксируются шесть основных горизонтов ископаемых почв, разделенных лёссами [Kukla, 1978; Schultz, 1981]. В Новой Зеландии на о-ве Южном возраст наиболее древнего седьмого горизонта лёсса определен по слою пепла около 270 тыс. л.н. [Иден, 1982].

Как показывают вышеприведенные данные о возрасте древних лёссов, условия, благоприятные для их формирования в той или иной части земного шара, создавались не одновременно, а в зависимости от темпов развития перигляциальных явлений и аридизации палеоклимата. Палеогеографический тренд этих процессов для четвертичного периода в общих чертах расшифрован [Величко, 1973]. Рубеж, с которого начиналось в каждом регионе образование лёссов, свидетельствует, по-видимому, о критическом иссушении и увеличении суровости палеоклимата. Возможно, действовали и другие факторы, играющие важную роль в накоплении лёссового материала, например, мобилизация мелкозема и близость его источников к лёссовым зонам, динамическое состояние атмосферы (эоловый генезис лёссов), наличие благоприятных условий для аккумуляции и консервации тонкопылеватого материала.

Материалы для последних 700 тыс. лет по донным осадкам к западу от побережья Северной Африки показывают, что во время холодных климатических стадий ("холодных" ярусов изотопно-кислородной шкалы) происходил усиленный вынос продуктов дефляции из области Сахары в связи с усилением ветровой деятельности в эпохи ледниковий [Parkin, Shackleton, 1973]. Усиление ветровой деятельности в приземных слоях атмосферы происходило

в результате увеличения температурного градиента между экваториальным поясом и областью полюсов. Следовательно, динамические условия атмосферы, наиболее благоприятные для накопления лёссового материала, создавались во время оледенений. Рубеж начала формирования лёссов является важным палеогеографическим репером при анализе истории развития палеосреды четвертичного периода в общепланетарном масштабе.

Если принять самый ранний рубеж начала лёссообразования — 2,4 млн л.н., то очень вероятна его корреляция с началом холодной стадии претиглия в Нидерландах (около 2,4 млн л.н.). Геохронологический рубеж 0,9—0,7 млн л.н., с которым ассоциируется начало или усиление накопления лёссового материала в ряде районов суши, по-видимому, также отражает значительный этап увеличения похолодания и аридизации палеоклимата в глобальном масштабе.

Верхнеплейстоценовые субэдральные образования Средней Азии представлены красноцветными ископаемыми почвами и маломощными горизонтами лёссов, сильно переработанными почвенными процессами. Ниже палеомагнитного эпизода Олдувей в разрезах Южного Таджикистана (Карамайдан, Хонако) насчитывается до десяти горизонтов ископаемых почв. Они сопоставляются с субкавальными отложениями, охарактеризованными фауной млекопитающих ханпровского фаунистического комплекса (средний виллафранк).

В зоплейстоцене в лёссово-почвенных разрезах Средней Азии выделяется большое число ископаемых красно-бурых и бурых почв. В наиболее полном субэдральном разрезе Южного Таджикистана (Чашманигар) в интервале от основания палеомагнитного эпизода Олдувей до рубежа 0,8 млн л.н. насчитывается 25 горизонтов палеопочв, условно объединенных в девять педокомплексов (XI—XIX). Каждый из них отражает многофазовые палеоклиматические флуктуации [Додонов, Пеньков, 1977]. Большое количество погребенных почв, разделенных маломощными горизонтами лёссов или просто наложенных друг на друга, свидетельствует о многочисленных палеоклиматических колебаниях в зоплейстоцене и в какой-то степени напоминает общую картину частого чередования пиков $\delta^{18}\text{O}$, которая наблюдается на изотопно-кислородной кривой в этом же временном интервале. Пока преждевременно говорить о детальной корреляции зоплейстоценовых почв Средней Азии с ярусами изотопно-кислородной шкалы или со стратиграфическими горизонтами зоплейстоцена европейской схемы, поскольку нет надежной геохронологической и палеонтологической основы. Правда, наличие палеомагнитных реперов и общий характер ритмичного строения лёссово-почвенного разреза позволяют утверждать, что в зоплейстоцене ход палеоклиматических событий на территории Средней Азии подчинялся глобальным закономерностям, заключавшимся в частой смене потеплений и похолоданий.

В объеме плейстоцена по лёссово-почвенным разрезам Южного Таджикистана и Приташкентского района выделяется десять педокомплексов и десять горизонтов лёссов. Региональными реперными горизонтами служат X, VII, VI, V и II почвенные комплексы. Стратиграфическое положение X педокомплекса контролируется палеомагнитной инверсией Матуяма—Брюнес, проходящей в нескольких метрах над ним. Это позволяет считать возраст X педокомплекса в интервале между 0,8 и 0,73 млн л.н., а угловое региональное несогласие в основании этого педокомплекса служит хорошим маркирующим уровнем. ТЛ возраст VII педокомплекса оценивается около 300 тыс., VI ~ 200 тыс., V ~ 130 тыс. л.н. Палеомагнитный эпизод непосредственно над V педокомплексом рассматривается как возможный аналог эпизода Блейк, что дает основание заключить возраст V педокомплекса в интервале 130—110 тыс. л.н. Над II почвенным комплексом находится палеомагнитный эпизод, коррелируемый с эпизодом Лашамп (20 тыс. л.н.).

Сведения о возрасте палеопочв дополняются относительно хорошо изучен-

ными к настоящему времени палеолитическими памятниками. Заключенные в VI (Каратау-1) и в V (Лахути-1) педокомплексах, они отвечают эпохе развития древней галечной культуры домустьерского времени [Лазаренко, Ранов, 1977; Додонов, Ранов, 1976; Додонов и др., 1978; Ранов, 1980]. Геохронология педокомплексов в объеме плейстоцена отражена на табл. 22. На этой же таблице показано, как плейстоценовые почвенные комплексы могут увязываться с аллювием террас низкого яруса рельефа (до превышений 250 м). Проводя корреляцию лёссово-почвенных образований с аллювием, необходимо коснуться особенностей строения речных долин предгорной зоны Средней Азии и вопросов определения возраста террас.

Из анализа геоморфологии речных долин предгорной зоны следует, что в долинах рек регионально выражено три яруса террас, имеющих относительные превышения около 600—800, 300—400 и ниже 250 м над уровнем рек. Такое строение речных долин ассоциируется с тремя крупными этапами эрозионно-аккумулятивной деятельности рек. Наличие крутых и высоких уступов в речных долинах, разделяющих три эрозионно-аккумулятивных яруса, определялось фазами резкой активизации тектонических движений, вызвавших поднятие речных бассейнов и быстрое углубление долин. Эти тектонические фазы приходятся на возрастные рубежи ~ 4 — $3,5 \sim 2$ и $\sim 0,8$ млн л.н., что установлено для Южного Таджикистана и по соседним областям Средней Азии на основании комплекса данных по стратиграфии субаквальных и субаэральных толщ [Додонов, 1978]. В пространственном отношении эти фазы диастрофизма могут быть прослежены за пределами Средней Азии.

В Черноморско-Каспийской области самый древний рубеж из вышеуказанных фиксируется по особенностям геотектонических условий и фациальным изменениям в осадконакоплении на границе киммерия и кувальника или продуктивной свиты и акчагыльского горизонта. Следующий рубеж тектогенеза (~ 2 — $1,8$ млн л.н.) ассоциируется с границей акчагыла и апшерона. Эоплейстоцен-плейстоценовой фазе диастрофизма отвечает предбакинская фаза тектогенеза. Аналогичные по времени тектонические фазы установлены в развитии рельефа Кавказа и Карпат [Лукина, 1985].

Геологические материалы по Северной Индии и Северному Пакистану также указывают на сопоставимость по времени фаз диастрофизма Средней Азии с аналогичными фазами отдельных регионов зарубежной Центральной Азии. В Кашмире намечаются фазы тектогенеза на стратиграфических уровнях 4 и $1,8$ млн л.н.; в последние 350 тыс. лет фиксируется быстрое поднятие Пир-Панджала [Burbank, Johnson, 1982, 1983]. В Северном Пакистане хорошо выражена фаза диастрофизма на рубеже ~ 2 млн л.н. [Burbank, Reynolds, 1984]. В Северном Китае выделяются фазы активизации тектонических движений на рубежах 3,5; 2,4 и 1,2 млн л.н. [Wu Xihao, 1983].

Хронология геотектонических событий в Средней Азии за последние 4— $3,5$ млн лет помогает определить возраст основных ярусов рельефа речных долин. Уровни террас выше 250 м сильно эродированы и имеют плохую сохранность в рельефе. В интервале относительных превышений от уреза рек до 220—250 м речные террасы прослеживаются более отчетливо, число их достигает девяти-десяти. На высоких уровнях в ряде долин Южного Таджикистана (на плато Даштако — в верховьях Яхсу, в урочище Тутак — в бассейне Обимазара), а также в Узбекистане (нанайская терраса по Пскему, 350-метровый уровень по Чирчику) сохранились аллювиально-пролювиальные толщи. Их палеомагнитное и палеонтологическое изучение (Даштако, Тутак) и геологические корреляции с отложениями, имеющими возрастную характеристику, позволили прийти к выводу о доплейстоценовом возрасте высоких уровней. Террасы ниже 250 м (первый ярус) и слагающие их аллювиальные серии сформировались в плейстоценовый этап развития речных долин в резуль-

Таблица 22. Схема сопоставления межледникового аллювия террас области предгорий и почвенных комплексов в Южном Таджикистане

Стратиграфическая шкала, тыс. лет		Литостратигра- фические под- разделения	Относительные превышения* аллю- виальных террас, м	Педокомплексы и их осредненный возраст, тыс. лет (ТЛ даты, палеомагнитная хронология)		Палеолитические культуры и их возраст, тыс. лет (по В. А. Ранову)
Голоцен		Амударьинский комплекс	Пойма (низкая, высокая)	Современная почва		Неолит Мезолит
Плейстоцен	10	Душанбинский комплекс	10—15	I	12—13	Верхний палеолит Средний палеолит Индустрия Лахути 75—150 Индустрия Каратау
	Верхний		20—30	II	22—30	
			35—50	III	40—50	
			60—70	IV	70—90	
			80—90	V	110—130	
	130	Илякский комплекс	100—110	VI	200—250	
	Средний		120—130	VII	300	
			140—150	VIII	400	
	450	Вахшский комплекс	Террасы в интервале 160—250 м	IXa	500—650	Нижний палеолит
	Нижний			IXб	750—780	
800				X		

* Превышения террас даны без учета мощности лёссового покрова; в предгорьях, где аллювий на высоких террасах эродирован, приняты во внимание высоты цоколей террас.

Таблица 23. Стратиграфическая корреляция плейстоценовой лёссово-почвенной шкалы Евразии

Стратиграфическая шкала	Палеомагнитная шкала	Европа				Океаны	Средняя Азия	Северный Китай																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
		Альпийская шкала	Северная Европа	Венгрия (Пакш, Менде)	Европейская часть СССР	Ярусы по $\delta^{18}O$ возраст	Южный Таджикистан	Лёссовое плато (Лочуань)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
		Голоцен	Голоцен	Современная почва	Голоцен		Современная почва	Современная почва																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
Плейстоцен	Верхний	Бронес	III	Висла	Валдайский надгоризонт	Верхний горизонт	1	13 000	2	Современная почва	Маланьский лёсс																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
										II		Брянская почва	3	II пк	1 почва																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
																I	Средний горизонт	4	III пк	2 почва																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
			Рисс-вюрм			Эем	Штильфрид A	нижняя	Микулинский горизонт		Мезинский комплекс										5	a b c d e	IV пк	3 почва																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
										Лёсс		Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс										Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс	Лёсс

Средний	Рисс	II	Заале	Варта	Лёсс		Среднерусский надгоризонт	Московский горизонт	6	Лёсс	Лёсс	
		I-II		Треене	Ps Пакш	Одинцовский горизонт		195 000	VI пк	5 почва		
I	Дренте	Лёсс, песок		Днепровский горизонт	251 000	Лёсс		Лёсс				
Нижний	Миндель-рисс	Миндель	Гольштейн	Mtr Гидроморфная почва		Лихвинский горизонт	9	VII пк	Лиши нижний			
				Песчаные слои			10	Лёсс				
	Тюнц-миндель	Эльстер	Кромер	III	PD Пакш сдвоенная	PD ₁	Окский горизонт	11 440 000		VIII пк	IX пк	IXa
								II		Лёсс		
				I	Лёсс	PDk Пакш-Дунакемлад	Михайловский горизонт					
								L		Лёсс		
				L	Лёсс	Морозовский горизонт	15					
							L	Лёсс		Морозовский горизонт		
				L	Лёсс	Морозовский горизонт					17	L
							L	Лёсс		Морозовский горизонт	18	
				L	Лёсс	Морозовский горизонт					19	L
							L	Лёсс		Морозовский горизонт	20	
				L	Лёсс	Морозовский горизонт					21	L
							L	Лёсс		Морозовский горизонт	22	
				L	Лёсс	Морозовский горизонт					23	L
							L	Лёсс		Морозовский горизонт	24	
L	Лёсс	Морозовский горизонт	25	L								
			L		Лёсс	Морозовский горизонт	26	L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт		27			L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	28		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				29	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	30		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				31	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	32		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				33	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	34		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				35	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	36		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				37	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	38		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				39	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	40		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				41	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	42		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				43	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	44		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				45	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	46		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				47	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	48		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				49	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	50		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				51	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	52		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				53	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	54		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				55	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	56		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				57	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	58		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				59	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	60		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				61	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	62		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				63	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	64		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				65	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	66		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				67	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	68		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				69	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	70		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				71	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	72		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				73	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	74		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				75	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	76		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				77	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	78		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				79	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	80		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				81	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	82		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				83	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	84		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				85	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	86		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				87	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	88		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				89	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	90		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				91	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	92		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				93	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	94		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				95	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	96		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				97	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	98		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				99	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	100		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				101	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	102		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				103	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	104		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				105	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	106		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				107	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	108		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				109	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	110		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				111	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	112		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				113	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	114		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				115	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	116		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				117	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	118		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				119	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	120		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				121	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	122		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				123	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	124		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				125	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	126		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				127	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	128		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				129	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	130		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				131	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	132		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				133	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	134		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				135	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	136		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				137	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	138		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				139	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	140		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				141	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	142		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				143	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	144		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				145	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	146		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				147	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	148		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				149	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	150		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				151	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	152		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				153	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	154		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				155	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	156		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				157	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	158		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				159	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	160		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				161	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	162		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				163	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	164		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				165	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	166		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				167	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	168		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				169	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	170		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				171	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	172		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				173	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	174		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				175	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	176		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				177	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	178		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				179	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	180		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				181	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	182		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				183	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	184		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				185	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	186		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				187	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	188		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				189	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	190		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				191	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	192		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				193	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	194		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				195	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	196		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				197	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	198		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				199	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	200		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				201	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	202		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				203	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	204		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				205	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	206		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				207	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	208		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				209	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	210		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				211	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	212		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				213	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	214		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				215	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	216		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				217	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	218		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				219	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	220		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				221	L					
			L	Лёсс	Морозовский горизонт	222		L				
L	Лёсс	Морозовский горизонт				223	L					
			L	Лё								

тате проявления ритмичности эрозионно-седиментационных процессов, обусловленных климатическими колебаниями, на фоне общего тектонического поднятия гор и предгорий.

В датировании позднеплейстоценовых террас, занимающих нижнюю часть первого яруса рельефа долин, важную роль играют средне-верхнепалеолитические памятники. В Южном Таджикистане основные палеолитические памятники приурочены к террасам, имеющим относительные превышения ниже 100 м. Так, по долине Вахша мустьерская стоянка Кара-Бура располагается на 70-метровой террасе; мустьерское местонахождение Ак-Джар приурочено к 90-метровой террасе; три верхних культурных горизонта верхнепалеолитической стоянки Шугноу в верховьях Яхсу сосредоточены в покровных образованиях 50-метровой террасы, а нижний — четвертый горизонт этой стоянки находится в основании покрова лёссовидных суглинков [Костенко и др., 1961; Никонов, Ранов, 1971; Ранов, Несмеянов, 1973].

Подобная картина наблюдается в Узбекистане: мустьерская пещерная стоянка Обирахмат связана с поверхностью 60—70-метровой террасы и находится ниже 90-метровой террасы Пальтав-сая, правого притока р. Чаткал; Ходжакентские гроты с мустьерской культурой приурочены к 20-метровой террасе р. Чирчик [Ранов, Несмеянов, 1973]; верхнепалеолитические изделия в Самаркандской стоянке извлечены из покровов "нижней" (10-метровой) и "верхней" (15-метровой) террас сая Чашмасиаб, сопоставляемых с соответствующими террасами р. Зеравшан, не превышающими 20 м [Несмеянов, 1980]. Палеолитические находки ашель-мустьерского или раннемустьерского комплекса с небольшой примесью более позднего материала известны на поверхности 30—100-метровых террас по долине Сырдарьи выше Кайраккумского водохранилища [Ранов, Несмеянов, 1973].

Большая часть археологических памятников на террасах относится к открытому типу местонахождений. Палеолитические находки в покровных образованиях террас датируют только покров. Переходя от археологического возраста палеолитических местонахождений к геологическому возрасту аллювия террас и учитывая эффект "запаздывания" в освоении древним человеком аллювиальной террасы, мы вынуждены признать, что палеолитические находки указывают на возрастной рубеж, не позже которого сформировалась терраса, но не позволяють точно ответить на вопрос, когда именно она образовалась. Археологические данные и результаты геологической корреляции аллювия и субэдральных образований приводят к выводу, что террасы в предгорной части долин ниже 100 м имеют возраст в пределах позднего плейстоцена, т.е. они не древнее ~130 тыс. л.н. Среднеплейстоценовые террасы имеют превышения от 100 до 150 м. Выше, в пределах относительных высот от 160 до 220 (250 м) находятся раннеплейстоценовые террасы (см. табл. 22).

Надежность дальнейшей корреляции отдельных горизонтов лёссово-почвенной шкалы зависит от обеспеченности региональных шкал геохронологическими данными. Более многочисленны и, по нашему мнению, более надежны датировки для верхней половины плейстоцена. V педокомплекс хорошо коррелируется с последним климатическим оптимумом (~120 тыс. л.н.), а по изотопно-кислородной шкале — с ярусом 5e (123 тыс. л.н.) (табл. 23). На европейской территории СССР последнему климатическому оптимуму отвечает микулинское межледниковье, а также салынская фаза почвообразования в мезинском почвенном комплексе [Величко, 1975; Палеогеография..., 1982]. С микулинским горизонтом сопоставляется прилуцкая палеопочва, возраст которой оценивается в 100—70 (или 120—90) тыс. л.н. [Веклич, 1980, 1982]. В лёссовых разрезах Венгрии на стратиграфическом уровне последнего климатического оптимума находится двоянная палеопочва менде нижняя (MB₁ — MB₂). Ее ТЛ возраст 125 тыс. л.н. [Borsy et al., 1979; Pécsi et al., 1979].

Если возрастные рамки последнего (рисс-вюрмского, микулинского) межледниковья рассматривать от 130 до 75 тыс. л.н., т.е. в объеме всего пятого яруса изотопно-кислородной шкалы, то в этот интервал должны быть включены IV педокомплекс и горизонт лёсса, разделяющий V и IV педокомплексы; IV педокомплекс сопоставляется с крутицкой фазой почвообразования или (?) с витачевской палеопочвой европейской территории СССР.

По материалам большинства исследователей, строение валдайского надгоризонта на Русской равнине трехчленное: два холодных стадийных горизонта — нижневалдайский (калининский) и верхневалдайский (осташковский) разделены средневалдайским интерстадиальным горизонтом. Продолжительность относительно теплого и сложно построенного средневалдайского интервала понимается в пределах 50—22 тыс. л.н. В субэкральных разрезах центра Русской равнины к средневалдайскому горизонту относится брянская ископаемая почва. Для завершающего этапа ее формирования получены радиоуглеродные датировки 25—24 тыс. л.н. По мнению А.А. Величко, время формирования брянской почвы 30—23 тыс. л.н. [Палеогеография..., 1982]. В украинских лёссовых разрезах на этом стратиграфическом уровне, по материалам М.Ф. Веклича, выделяется дофиновская ископаемая почва. В центре Русской равнины нижняя часть средневалдайского интерстадиального горизонта остается пока незаполненной. В региональной схеме Северо-Запада европейской территории СССР этому интервалу временной шкалы соответствует средневалдайский мегаинтерстадиальный горизонт (50—23 тыс. л.н.). В нижней его части наблюдается потепление — гражданский межстадиал, имеющий радиоуглеродные датировки 39 000±810 и 40 380±800 лет [Стратиграфия..., 1984]. В лёссово-почвенной шкале Средней Азии II педокомплекс коррелируется с брянской палеопочвой, III педокомплекс — с гражданским межстадиалом или его аналогами.

Верхневалдайский горизонт формировался в эпоху последнего ледникового максимума при экстремально суровых климатических условиях [Величко, 1973]. Исключительная суровость климата в этом интервале отмечалась и для районов Сибири [Цейтлин, 1961]. Во время последнего ледникового максимума в обширной перигляциальной зоне Русской равнины сформировался хорошо выраженный горизонт лёсса. В Средней Азии с верхневалдайским горизонтом сопоставляется горизонт лёсса, находящийся выше II педокомплекса. Этот лёссовый горизонт значительной мощности (до 10—12 м) образовался при экстремально аридных и прохладных условиях в предгорьях Тянь-Шаня и Памира. Стратиграфически он расположен между I и II педокомплексами, его возраст находится в пределах 22—13 тыс. л.н., средняя скорость накопления лёссового материала не менее 1 мм/год.

Во время последнего ледникового максимума (18 тыс. л.н.) в пустынно-лёссовом поясе Северного и Южного полушарий происходило усиление ветровой деятельности и процессов накопления пылеватого материала. В Северном Китае на рубеже 25—23 тыс. л.н. произошла резкая смена более мягких палеогеографических условий более суровыми. В это время антициклональные воздушные массы разрастались и одновременно смещались к югу, а влияние летнего муссона на континенте становилось слабее; шло формирование маланьского лёсса [Лю Дуншэн и др., 1984]. В поздневюрмское время в Новой Зеландии образовался горизонт, датированный 25—10 тыс. л.н. [Milne, Smally, 1979; Палмер, 1982].

Обобщение данных по развитию песчаных пустынь во время последнего ледникового максимума показало, что если в настоящее время только 10% земной поверхности между 30°с.ш. и 30°ю.ш. покрыты активными песчаными пустынями, то 18 тыс. л.н. песчаные пустыни в этом же поясе покрывали 50% площади [Sarnthein, 1978]. Песчаные пустыни во время последнего ледни-

кового максимума наступали как на зону саванн и тропических лесов, так и в направлении полюсов. На северо-востоке СССР лёссово-ледовый едомный комплекс приобрел наиболее широкое развитие во время последнего ледникового максимума (сартанское оледенение) [Тормирдиаро, 1980].

VII и VI педокомплексы южнотаджикистанских лёссовых разрезов, датируемые соответственно в ~ 300 и ~ 200 тыс. л.н., коррелируются с девятым и седьмым ярусами изотопно-кислородной шкалы. В ледниковой шкале европейской территории СССР им отвечают соответственно верхи лихвинского горизонта и одинцовский горизонт. При этом приходится учитывать, что выделение одинцовского межледникового на европейской территории СССР вызывает споры среди исследователей, а стратиграфия лихвинского горизонта имеет сложное строение. Так, К.В. Никифорова и др. [1980] выделяют между окским и днепровским горизонтами лихвинский межледниковый горизонт в интервале ~ 400—300 тыс. л.н., подразумевая сложное строение этого интервала и допуская существование в его средней части самостоятельной ледниковой эпохи. В стратиграфической схеме И.П. Герасимова и др. [1980] между окской и днепровской ледниковыми эпохами указаны лихвинское и рославльское межледниковья, разделенные холодной эпохой (пронским оледенением). В связи с общими представлениями о строении лихвинского горизонта можно предположительно считать, что его стратиграфическому объему в лёссово-почвенной шкале Средней Азии отвечают VIII и VII педокомплексы и горизонт лёсса между ними.

По материалам китайских исследователей в лёссовых разрезах Северного Китая (разрез Лочуань) инверсия Матуяма—Брюнес проходит в подошве горизонта восьмой палеопочвы [Heller, Liu Tung Sheng, 1982]. Отмечалось, что возраст пятой палеопочвы разреза Лочуань по ТЛ данным находится в пределах 220—180 тыс. л.н. [Liu, 1982]. Эта дата хорошо согласуется с ТЛ датировками VI педокомплекса южнотаджикистанских лёссовых разрезов.

Наиболее затруднительна корреляция отдельных горизонтов нижнего плейстоцена. Эта часть шкалы слабо обоснована геохронологически. Однако благодаря маркирующему значению палеомагнитной инверсии Матуяма—Брюнес можно достаточно уверенно коррелировать между собой X педокомплекс среднеазиатских лёссовых разрезов, "теплый" михайловский горизонт стратиграфической схемы европейской территории СССР, нижний "теплый" горизонт нидерландского кромера — кромер I, 21-й ярус изотопно-кислородной шкалы, палеопочву пакш-дунакёмлад (PDK) лёссово-почвенных разрезов Венгрии (см. табл. 23).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как уже отмечалось в вводной части, в предлагаемой монографии нашли отражение лишь некоторые исследования сотрудников сектора стратиграфии ГИН АН СССР за одиннадцатую пятилетку. За пределами этой книги остался целый ряд других важнейших исследований.

Стратиграфическое расчленение нижнекембрийских отложений Монголии и описание миомерных трилобитов выполнено М.Н. Коробовым. Нижнему девону азиатской части СССР с описанием важнейших представителей остракод посвящены работы Е.Н. Поленовой. Монографически изучены конодонты девона Восточно-Европейской платформы и девона и карбона Средней Азии В.А. Аристовым, причем для последней области выяснены особенности накопления кремнистых и кремнисто-карбонатных толщ. Детальные палеонтолого-стратиграфические и биогеографические работы проведены для каменноугольных отложений Урала и Восточно-Европейской платформы с упором на среднекаменноугольный интервал по фораминиферам М.Н. Соловьевой и пограничные

слои карбона и перми по фораминиферам и конодонтам Т.И. Исаковой. Особенно эффективными для расчленения терригенно-карбонатных фаций каменноугольных отложений северных районов этой платформы оказались конодонты, изучением которых занимается Н.В. Горева. Начато составление справочного руководства по палеозойским фораминиферам под руководством Д.М. Раузер-Черноусовой. Крупные исследования выполнены по хвойным и птеридоспермам перми — наименее изученным группам этих флор. Тщательное изучение татариновой (верхнетатарской, поздняя пермь) флоры Евразии, ее состава и распространения принесло принципиально новые данные о положении границы палеозоя и мезозоя, событиям у этого геологического рубежа и происхождении мезозойской флоры, которые изучали С.В. Мейен и А.В. Гоманьков.

В области стратиграфии мезозоя была завершена обобщающая монография В.А. Вахрамеева "Юрские и меловые флоры Земного шара и климаты этого времени", где выяснены связи между составом палеофлор и особенностями морфологии отдельных таксонов с климатической обстановкой их произрастания, установлены временные уровни изменения климата субглобального значения и расположение фитохорий. Палеоботанические материалы позволили провести проверку различных реконструкций материков в геологическом прошлом. М.П. Долуденко изучены различные группы флоры (голосеменные, птеридоспермы, цикадофиты) южных районов СССР (Индо-Европейская область) из отложений юры, что привело к пониманию роли отдельных семейств в формировании растительных сообществ. Детальные палинологические исследования выполнены О.П. Ярошенко для нижнего триаса Тимано-Печорской впадины и Московской синеклизы — с помощью последовательных комплексов мiosпор намечены границы ярусов нижнего триаса. Начато Н.Ю. Брагинным изучение радиолярий и конодентов в отложениях мезозоя Дальнего Востока сразу же изменило представление о стратиграфии, условиях формирования осадков и геологической истории ряда регионов. Стратиграфия и геологическая история Южного океана мелового времени рассмотрена В.А. Крашенинниковым.

Обширна тематика исследований по стратиграфии палеогена и неогена, охвативших различные регионы СССР и океанические бассейны. Основное внимание было уделено кайнозойю Дальнего Востока и Тихого океана. Изучение бентосных и планктонных фораминифер палеогена Корякского нагорья, Камчатки и Сахалина М.Я. Серовой существенным образом уточнило возраст местных подразделений. В результате комплексных исследований большой прогресс наметился в стратиграфии неогена этой области. Он достигнут путем изучения распределения различных групп органического мира в разрезах разнофациальных осадков миоцена и плиоцена — фораминифер (М.Я. Серова), моллюсков (Ю.Б. Гладенков, В.Н. Синельникова), радиолярий (Д.И. Витухин), диатомей (Т.В. Орешкина), листовой флоры и палинокомплексов (М.А. Ахметьев, Г.М. Братцева).

В акватории северо-западного сектора Тихого океана неоген изучался в пределах всех палеоклиматических поясов от экваториально-тропической зоны (плато Онтонг-Джава, Каролинское поднятие, Восточно-Марианская впадина) до субарктической полосы (северная часть Императорских гор, Алеутский желоб). Здесь предметом исследования были различные группы микроорганизмов — диатомей — Т.В. Орешкина, Э.П. Радионова, радиолярий — И.Е. Левыкина, фораминиферы — В.А. Крашенинников, наннопланктон — Н.Г. Музылев, что позволило создать стратиграфические шкалы неогена по планктону и сопоставить осадки разных палеоклиматических поясов. Другим районом исследований явился Южный океан. Для палеогена и неогена высоких широт здесь разработаны стратиграфические шкалы и дан анализ геологической, палеоклиматической и палеоокеанологической истории.

Целый ряд вопросов стратиграфии палеогена и неогена юга СССР уточнен

с помощью фораминифер и наннопланктона в разрезах Северного Кавказа, Закавказья и Средней Азии (В.А. Крашенинников, Н.Г. Музылев), а по флоре — Казахстана (М.А. Ахметьев). Исключительно ценными для стратиграфии континентальных отложений палеогена оказались разрезы Зайсанской озерной впадины.

Значительно шире, нежели изложенный в этой монографии, был объем исследований по стратиграфии отложений позднего кайнозоя. Детализированы стратиграфические шкалы Восточно-Европейской платформы, Западной Сибири, Средней Азии и Монголии, для расчленения континентальных отложений которых использованы различные группы позвоночных (Л.П. Александрова, В.С. Зажигин, М.В. Сотникова, Л.И. Алексеева). Выполнены региональные работы по континентальным толщам мезозоя и кайнозоя Монголии (Е.В. Девяткин). Морские отложения четвертичного периода Северо-Востока СССР подразделялись с помощью моллюсков (О.М. Петров) и фораминифер (И.М. Хорева, М.Е. Былинская). Было начато изучение позднекайнозойского наннопланктона (Л.А. Головина). Геологическая история ископаемого человека и среды его обитания (главным образом палеолитические стоянки на Среднем Днестре) нашла отражение в трудах И.К. Ивановой.

Биостратиграфические исследования тесно переплетались с палеомагнитными и изотопно-геохронологическими (верхний протерозой, палеоген, неоген, антропоген).

Конечно, каждая геологическая система имеет свою собственную специфику стратиграфических исследований при сохранении некоего общего направления работ. Это общее направление хорошо прослеживается в исследованиях Геологического института, несмотря на всю их многоплановость. Оно включает в себя следующие компоненты.

1. Комплексность исследований, т.е. сочетание биостратиграфического метода (различные группы фауны и флоры) с физическими, литологическими и палеогеографическими методами.

2. Широкий географический охват объектов исследований — сотрудники ГИНа работали не только во многих регионах СССР, но и за пределами нашей страны; работы по мезозою и кайнозою охватывали как континенты, так и океанические бассейны.

3. При подобном подходе в разрабатываемые стратиграфические схемы неизменно вводились коррективы, связанные с палеоклиматическими поясами, биогеографией и фитогеографией, фациальными особенностями осадков и тафономии; палеоэкологическим факторам придавалось исключительно важное значение.

4. В сферу биостратиграфии по возможности вовлекались разнообразные группы фауны и флоры; наряду с традиционными (для исследований в ГИНе) группами большое внимание было уделено акритархам, микрофоссилиям, конодонтам, планктону с кремневым и известковым скелетом, которые подчас как бы получали "новое прочтение". Конодонты связаны с возрастным диапазоном от раннего кембрия до триаса. Помимо изучения кремневого планктона (радиолярии, диатомеи), исследуются наннопланктон и планктонные фораминиферы. Палинокомплексы применены для расчленения мезозойских и кайнозойских осадков океана. Использование различных групп фауны и флоры сделало стратиграфические шкалы очень гибкими в процессе практических работ, когда те или иные недостатки какой-либо группы органического мира возмещались достоинством другой.

5. Создание надежных междисциплинарных стратиграфических шкал провинциального или субглобального ранга смещает акцент стратиграфических исследований — на первый план все больше выдвигается анализ геологической, палеоклиматической и палеоокеанологической истории континентального и океанического сегментов земной коры, проверка палеотектонических построений (событийная стратиграфия).

ЛИТЕРАТУРА

- Агравал Д.П.* Палеоклиматические изменения в позднем кайнозое в Кашмире // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М.: ВИНТИ. 1982. Т. 1. С. 6.
- Алексеев М.Н.* Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978. 207 с.
- Алексеев М.Н.* Проблемы четвертичной стратиграфии и палеогеографии шельфовых зон Евразии // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 7—13.
- Андреева Е.М.* Спорные комплексы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Русской платформы // XXI Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов: Пробл. 6. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 172—175.
- Андреева Е.М.* Спорно-пыльцевые комплексы верхнего протерозоя и палеозоя некоторых районов СССР // К I междунар. палинол. конф.: Докл. сов. палинологов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 65—72.
- Андреева Е.М.* Кембрийские комплексы спор и других растительных микрофоссилий СССР // Палеопалинология. Л.: Недра, 1966а. Т. 2. С. 18—23.
- Андреева Е.М.* Ордовикские комплексы спор и других растительных микрофоссилий СССР // Там же. 1966б. Т. 2. С. 24—30.
- Андреева Е.М.* Растительные микрофоссилии неясного систематического положения // Там же. 1966в. Т. 2. С. 114—133.
- Андреева Е.М.* Руководящие комплексы растительных микрофоссилий верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений Русской платформы // Тр. ВСЕГЕИ. 1973. Т. 136. С. 188—195.
- Андреева-Григоревич А.С., Турчинова С.М.* Расчленение по нанопланктону верхнемиоценовых отложений северо-западной части Предкарпатского прогиба: (Площадь Подлужы) // Палеонтологический сборник. Львов, 1983. N 20. С. 66—70.
- Аполлонов М.К., Дубинина С.В., Ергалиев Г.Х., Чугаева М.Н.* Потенциальный стратотип границы кембрия и ордовика в Малом Каратау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985. N 1. С. 32—38.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н.* Батырбайсайский разрез кембрия и ордовика в Малом Каратау: (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 4. С. 36—46.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н.* Некоторые трилобиты из пограничных отложений кембрия и ордовика лога Батырбай в Малом Каратау // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983а. С. 66—90.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н.* Проблема границы кембрия и ордовика // Там же. 1983б. С. 16—25.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н., Дубинина С.В.* Трилобиты и конодонты разреза Батырбай (верхи кембрия — нижний ордовик) в Малом Каратау: Атлас палеонтол. табл. Алма-Ата: Наука, 1984. 48 с.
- Аристова К.Е.* Пыльца и микропланктон из пограничных отложений эоцена и олигоцена южной части СССР // Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973. С. 117—120.
- Арсланов Х.А.* Радиоуглеродная хронология валдайской эпохи Русской равнины // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М.: ВИНТИ, 1982. Т. 2. С. 10—11.
- Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкопояс В.Н.* Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии: (По термолуминесцентным данным) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 149—161.
- Асеева Е.А.* Микрофитофоссилии и водоросли из отложений верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы // Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия. Киев: Наук. думка, 1976. С. 40—63.
- Асеева Е.А.* Некоторые вопросы терминологии в изучении позднекембрийских сфероморфид // Геол. журн. 1978. Т. 38, N 4. С. 111—115.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР* / Ред. А.П. Виноградов. М.: М-во геологии СССР, 1967. Т. 4. 55 л.; 1968. Т. 1. 52 л.; Т. 3. 71 л.; 1969. Т. 2. 65 л.
- Басов В.А.* О некоторых особенностях географического распространения фораминифер в юрском периоде // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. С. 63—77. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 80).
- Басов В.А., Булыникова С.П., Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И.* Развитие фораминифер на рубеже юры и мела // Вopr. микропалеонтологии. 1975. Вып. 18. С. 171—178.
- Басов В.А., Вахрамеев В.А., Крымгольц Г.Я. и др.* Проблема перемещения материков в юрском и меловом периодах по палеобиогеографическим данным // Палеонтология. М.: Наука, 1972. С. 104—113.

- Белый В.Ф.** Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф.** К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1982. N 3. С. 101—109.
- Беляева Е.И.** Каталог местонахождений третичных наземных млекопитающих на территории СССР // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1948. Т. 15, N 3. С. 36—104.
- Бессонова В.Я., Чумаков Н.М.** Верхнекембрийские ледниковые отложения западных районов СССР // Литология и полез. ископаемые. 1969. N 2. С. 73—89.
- Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам.** Вильнюс: Мокслас, 1982. 173 с.
- Битерман И.М., Вавилов М.Н., Дуранте М.В.** Флора корвунчанского типа в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, N 1. С. 132—134.
- Бляхова С.М.** Применение палинологического метода для дробного расчленения верхнеэоценовых отложений Устюрта и Кызылкумов // Палинологические исследования в Казахстане. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 50—57.
- Божко Н.А.** Поздний кембрий Гондваны. М.: Недра, 1984. 230 с.
- Бойцова Е.П.** Миоспоры и стратиграфия палеогеновых отложений восточной части Западного Казахстана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1972. 35 с.
- Бондарева Т.П.** Фауна фораминифер чеганской свиты южной части Арало-Тургайской низменности и ее стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1955. 21 с.
- Бондарева Т.П.** О возрасте чеганской свиты и границе эоцена и олигоцена в Северном Приаралье // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наук. думка, 1964. С. 188—203.
- Борисляк М.А.** Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений района хребта Чингиз // Материалы ВСЕГЕИ. Н.С. 1955. Т. 5, N 1/2. С. 1—106.
- Боровко Н.Г., Попов Л.Е., Сергеева С.П., Хазанович К.К.** Новый комплекс палеонтологических остатков из нижней части оболовых песчаников на р. Ижоре // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, N 5. С. 1192—1194.
- Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Волкова Н.А. и др.** Опорный разрез пограничных отложений кембрия и ордовика северо-запада Русской плиты (р. Ижора) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 7. С. 54—63.
- Брайден Дж.С., Ирвинг Е.** Спектры палеоширот осадочных палеоклиматических индикаторов // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир. 1968. С. 104—129.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К.** Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970. 348 с.
- Будыко М.И.** Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 352 с.
- Буко А.** Эволюция и темпы вымирания. М.: Мир, 1979. 318 с.
- Вавилов М.Н.** Литостратиграфия триасовых отложений Северного Верхоянья // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982. С. 37—47.
- Вальков А.К.** Биостратиграфия и хилиты кембрия северо-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1975. 137 с.
- Вальков А.К.** Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1982. 92 с.
- Вангенгейм Э.А.** Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука. 1977. 170 с.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С., Певзнер М.А., Хоревина О.В.** Граница миоцена—плиоцена в Западной Сибири и Центральной Азии // Среда и жизнь на рубеже эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 167—171.
- Васильев Ю.М., Бреслав С.Л., Макарычева И.А., Носов А.А.** Путеводитель экскурсий А-1, С-1; Подмоскovie. М.: Наука, 1982. 46 с. (XI Конгр. ИНКВА).
- Васильев Ю.М., Федоров П.В.** О стратиграфическом положении верхнеказахских отложений Нижнего Поволжья в единой шкале Каспийской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. N 12. С. 48—57.
- Вахрамеев В.А.** Ботанико-географическая зональность в геологическом прошлом и эволюция растительного мира // Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. С. 332—341. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 208).
- Вахрамеев В.А.** Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные // Палеонтол. журн. 1981. N 2. С. 3—14.
- Вахрамеев В.А.** Флоры и климаты Земли в раннемеловую эпоху // Сов. геология. 1984. N 1. С. 41—49.
- Ващенко Е.М., Бессолицын А.Е., Белов Е.Н.** К стратиграфии среднекаменноугольных отложений Малоульбинского района // Там же. 1985. N 2. С. 60—63.
- Ващенко Е.М., Урумов Ю.Д., Файнштейн Г.Х.** Новые данные по стратиграфии каменноугольных отложений Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1982. N 5. С. 25—33.
- Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А.** Венд Украины. Киев: Наук. думка, 1983. 161 с.
- Вейс А.Ф.** К микрофитологической характеристике тоттинской свиты Учуро-Майского региона // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, N 3. С. 709—711.
- Вейс А.Ф.** Микрофоссилии из верхнего рифея Туруханского района // Палеонтол. журн. 1984. N 2. С. 102—108.
- Веклич М.В.** Стратиграфическая корреляция лесов Европы // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование: XXVI Междунар. геол. конгр. Доклады сов. геологов. М.: Наука. 1980. С. 65—68.
- Веклич М.Ф.** Палеозатопность и стратотипы поч-

- венных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наук. думка, 1982. 205 с.
- Величко А.А.* Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. N 3. С. 5—17.
- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 255 с.
- Величко А.А.* Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1975. С. 7—25.
- Величко А.А.* Опыт палеогеографической реконструкции природы верхнего плейстоцена для территории Восточной Европы и СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1977. N 4. С. 28—44.
- Вендская система: Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М.: Наука, 1985. Т. 2. 238 с.
- Вийра В.* Конодонты ордовика Прибалтики. Таллин: Валгус, 1974. 142 с.
- Владимирская Е.В.* Силурийская система в Западном Саяне и Туве // Силурийская система СССР. М.: Недра, 1965. С. 319—339.
- Владимирская Е.В.* О систематическом положении и геологическом распространении рода *Tuvaella* (Brachiopoda) // Палеонтол. журн. 1972. N 1. С. 37—44.
- Владимирская Е.В.* Брахиоподы силура Тувы // Ежегодник Всесоюз. палеонтол. о-ва. 1978а. Т. 21. С. 148—167.
- Владимирская Е.В.* Два новых типа рипидомеллид Чергакского надгоризонта Тувы // Зап. горн. ин-та. 1978б. Т. 78, вып. 2. С. 23—30.
- Владимирская Е.В., Чехович В.Д.* Биостратиграфия силура Тувы: (По материалам опорного разреза "Элегест") // Геология и геофизика. 1969. N 4. С. 11—19.
- Власов Ф.Я.* Докембрийские строматолиты из саткинской свиты Южного Урала // Материалы по палеонтологии среднего палеозоя Урала и Сибири. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 101—128.
- Волков И.А., Зыкина В.С.* Стратиграфия четвертичной лёссовой толщи Новосибирского Приобья // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 17—28.
- Волкова В.С., Баранова Ю.П.* Плиоцен-раннеплейстоценовые изменения климата в Северной Азии // Геология и геофизика. 1980. N 7. С. 43—52.
- Волкова В.С., Волков И.А.* Стратиграфия четвертичных отложений приледниковой и внеледниковой зон Западной Сибири // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М.: ВИНТИ, 1982. Т. 3. С. 79—80.
- Волкова Н.А.* Споры докембрия Приднестровья // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142, N 4. С. 893—895.
- Волкова Н.А.* Фитопланктон древнейших отложений северо-западного Подмосковья, его значение для стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. N 4. С. 74—84.
- Волкова Н.А.* О природе и классификации микрофоссилий растительного происхождения из докембрия и нижнего палеозоя // Палеонтол. журн. 1965. N 1. С. 13—35.
- Волкова Н.А.* Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии // Проблематика пограничных слоев рифа и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. М.: Наука, 1968. С. 8—36. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 188).
- Волкова Н.А.* Акритархи северо-запада Русской платформы // Томмотский ярус. М.: Наука, 1969. С. 224—236. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 206).
- Волкова Н.А.* Акритархи и корреляция венда и кембрия западной части Русской платформы // Сов. геология. 1973. N 4. С. 48—62.
- Волкова Н.А.* Акритархи из пограничных слоев нижнего—среднего кембрия Западной Латвии // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974а. С. 194—198.
- Волкова Н.А.* Типы повреждений оболочек докембрийских и кембрийских акритарх // Палеонтол. журн. 1974б. N 4. С. 101—108.
- Волкова Н.А.* О находке докембрийских спор с тетрадным рубцом // Палеонтология: Морская геология. М.: Наука, 1976. С. 14—18.
- Волкова Н.А.* Акритархи среднего и верхнего кембрия Московской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 12. С. 49—57.
- Волкова Н.А.* Акритархи верхнего докембрия юго-восточной Сибири: (Устькирбинская свита) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, N 4. С. 66—75.
- Волкова Н.А.* О возрасте юлгасеской пачки на границе кембрия и ордовика в Эстонии // Сов. геология. 1982. N 9. С. 85—88.
- Волкова Н.А.* Акритархи среднего и верхнего кембрия северо-запада Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 13—17.
- Волкова Н.А.* Акритархи и другие растительные микрофоссилии Восточно-Европейской платформы // Вендская система. М.: Наука, 1985. С. 130—139.
- Волкова Н.А., Голуб И.Н.* Акритархи нижней части оболовых песчаников на р. Ижоре // Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 96—97.
- Волкова Н.А., Каяк К., Менс К., Пиррус Э.* Новые данные о переходных слоях между кембрием и ордовиком на востоке Прибалтики // Изв. АН ЭССР. Геология. 1981. Т. 30, N 2. С. 51—55.
- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пашквичене Л.Т. и др.* Растительные микрофоссилии // Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. С. 4—38.
- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пятилетов В.Г. и др.* Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 1. С. 23—29.
- Вологдин А.Г.* Древнейшие водоросли СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 656 с.

- Габуния Л.К. К истории гиппарионов. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 570 с.
- Ганелин В.Г. Биостратиграфия верхнепалеозойских отложений Колымо-Омолонского массива // Брахиподы палеозоя Сибири и Арктики. М.: Наука, 1977. С. 7—18. (Тр. ПИН АН СССР; Вып. 162).
- Ганелин В.Г., Котляр Г.В. Корреляция пермских отложений Бирилюкской области // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 142—151. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 286).
- Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР; Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 547 с.
- Геохронологическая таблица. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 1 л.
- Геохронология СССР. Новейший этап (поздний плиоцен — четвертичный период). Л.: Недра, 1974. Т. 3. 359 с.
- Герасименко М.Л., Крылов И.Н. Посмертные изменения цианобактерий в водорослево-бактериальных пленках термальных источников Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, N 1. С. 201—202.
- Герасимов И.П., Величко А.А., Маркова А.К. и др. Меридиональный спектр природно-климатических этапов плейстоцена во внутритропическом пространстве Северного полушария // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование: XXVI Междунар. геол. конгр. Доклады сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 31—35.
- Герман Т.Н. Находки массовых скоплений трихомов в рифе // Микрофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974. С. 6—10.
- Герман Т.Н. Находки грибов в рифе // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 129—138.
- Герман Т.Н. Находки нитчатых водорослей в мироэдихинской свите верхнего докембрия // Палеонтол. журн. 1981а. N 4. С. 118—121.
- Герман Т.Н. Нитчатые микроорганизмы лахандинской свиты реки Маи // Там же, 1981б. N 2. С. 126—131.
- Герман Т.Н., Тимофеев Б.В. *Verrucosities* кембрия // Микрофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л.: Наука, 1974. С. 13—15.
- Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 313).
- Глухова Л.В. Значение микроморфологии для систематики рода *Rufloia* // Палеонтол. журн. 1969. N 2. С. 107—121.
- Глухова Л.В. Эпидермальное строение раннепермских и каменноугольных *Rufloia* Кузбасса // Ботан. журн. 1971. N 2. С. 185—192.
- Глухова Л.В. К систематике рода *Rufloia* // Палеонтол. журн. 1976. N 2. С. 116—121.
- Глухова Л.В. К систематике листьев кордаитов (без дорзальных желобков) // Там же. 1978. N 4. С. 115—121.
- Глухова Л.В. Микроструктура кордаитоподобных листьев нижней перми Приуралья // Там же. 1984. N 3. С. 120—127.
- Глухова Л.В., Меньшикова Л.В. Микроструктура кордаитов из верхнепермских отложений Кузнецкого бассейна // Там же. 1980. N 3. С. 107—117.
- Гниловская М.Б. Древнейшие водные растения венды Русской платформы: (Поздний докембрий) // Там же. 1971. N 3. С. 101—107.
- Голованов Н.П. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 60—79.
- Головенок В.К. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии докембрия: Надежды и реальность // Сов. геология. 1984. N 8. С. 43—54.
- Головенок В.К., Белова М.Ю. Находки обрубивелл в рифе Патомского нагорья и в венде Южного Казахстана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, N 6. С. 1462—1465.
- Головеров А.Г., Костеша О.Н., Ильенко Л.Л. и др. Палеоген среднего течения р. Чулым // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 92—99.
- Гоманьков А.В., Мейен С.В. Татаринская флора: (Состав и распространение в поздней перми Евразии). М.: Наука, 1986. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 401).
- Гор Ю.Г. Стратиграфия и палеогеография верхнепалеозойских отложений бассейна р. Пясины: (Западный Таймыр) // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 110—118.
- Горелова С.Г., Меньшикова Л.В., Халфин Л.А. Фитостратиграфия и определитель растений верхнепалеозойских угленосных отложений Кузнецкого бассейна. Кемерово: Кн. изд-во, 1973. Ч. 1. 170 с.
- Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 415 с.
- Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене: Аллювий пра-Волги. М.: Наука, 1966. 412 с.
- Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. М.: Наука, 1970. 491 с.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Миркин Е.Г. Реконструкция положения материков в фанерозе: (По палеомагнит. и геол. данным). М.: Наука, 1978. 122 с.
- Горюнова С.В., Ржанова Г.Н., Орлеанский В.К. Синезеленые водоросли. М.: Наука, 1969. 229 с.
- Грамберг И.С., Преображенская Э.Н., Устрицкий В.И. Новые данные о верхнем палеозое западного и центрального Таймыра // Новое в стратиграфии и палеонтологии среднего и верхнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 93—99.
- Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях: (Опорный разрез Саланы-Гол, МНР). М.: Наука, 1982. 150 с. (Тр. ССМПЭ; Вып. 18).
- Граусман В.В., Матвеев В.Д., Мейен С.В. Стратиграфия пермских отложений Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 11. С. 57—67.
- Григалис А.А., Кузнецова К.И. Стратиграфическая

- шкала верхней юры СССР по фораминиферам // Там же. 1987. N 5. С. 26—37.
- Громов В.В., Лебедев Е.Л. Новые данные по стратиграфии меловых вулканитов северо-западной части Ульяновского прогиба // Геология и геофизика. 1978. N 22. С. 68—75.
- Громов В.В., Лебедев Е.Л. Геологическое строение Ульяновского прогиба // Сов. геология. 1980. N 3. С. 74—85.
- Дашин Л.Г., Кузнецова К.И. Зональное расчленение стратотипического разреза волжского яруса по фораминиферам // Вopr. микропалеонтологии. 1971. Вып. 14. С. 103—124.
- Дашин Л.Г., Кузнецова К.И. Фораминиферы стратотипа волжского яруса. М.: Наука, 1976. 182 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 290).
- Деяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
- Дибнер А.Ф. Палиностратиграфические понятия, их ранжировка и методика установления палинозон на примере карбона и перми Средней Сибири // Сборник научных трудов НИИГА. Л.: НИИГА, 1977. С. 33—51.
- Добрускина И.А. Триасовые лепидофиты // Палеонтол. журн. 1974. N 3. С. 111—124.
- Добрускина И.А. Граница перми и триаса // Границы геологических систем. М.: Наука, 1976. С. 145—166.
- Добрускина И.А. Стратиграфическое положение флороносных толщ триаса Евразии. М.: Наука, 1980. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 346).
- Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 196 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 365).
- Добрускина И.А. Систематика плауновидных раннего триаса // Палеонтол. журн. 1985. N 3. С. 90—104.
- Добрускина И.А. Сопоставление раннетриасовых флороносных толщ Сибири и Китая // Пермские события в развитии органического мира Северо-Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 24—32.
- Добрускина И.А. История растительности и геологическая история в триасе // Историческая геология: Итоги и перспективы. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 230—242.
- Добрускина И.А., Ярошенко О.П. Возможности макро- и микрофлоры триаса для расчленения и корреляции // XXVIII сес. Всесоюз. палеонтол. о-ва: Тез. докл. Л.: ВПО, 1982. С. 11—13.
- Добрускина И.А., Ярошенко О.П. Соотношение триасовых флор по обеим сторонам Северной Атлантики // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. T. 58. N 3. С. 83—96.
- Додонов А.Е. Позднеплиоцен-четвертичный этап тектогенеза Таджикской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 10. С. 72—84.
- Додонов А.Е. Принципы стратиграфического расчленения верхнеплиоцен-четвертичных отложений Таджикистана // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 12—22.
- Додонов А.Е. Антропоген Южного Таджикистана. М.: Наука, 1986. 165 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 409).
- Додонов А.Е., Ломов С.П. Стратиграфические и палеогеографические аспекты изучения ископаемых почв и лессов Южного Таджикистана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 8. С. 75—85.
- Додонов А.Е., Пеньков А.В. Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лессов Таджикской депрессии: (Южный Таджикистан) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1977. N 47. С. 67—76.
- Додонов А.Е., Ранов В.А. Новые палеолитические находки в лессах бассейна р. Кызылсу: (Южный Таджикистан) // Там же. 1976. N 46. С. 99—106.
- Додонов А.Е., Ранов В.А., Пеньков А.В. Находки палеолита в древних погребенных почвах Южного-Таджикистана и их геологическая позиция // Там же. 1978. N 48. С. 86—102.
- Дольник Т.А. Строматолиты опорных разрезов докембрия окраины Саяно-Байкальской горной области: (Справ. рук-во). Иркутск: ВостСибНИИГиГМС, 1982. 184 с.
- Дубинина С.В. Конодонтовые ассоциации пограничных отложений кембрия и ордовика Малого Каратау: (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 4. С. 47—54.
- Доброво И.А., Капелюш К.В. Каталог местонахождений третичных позвоночных УССР. М.: Наука, 1979. 160 с.
- Дулуб В.Г. К вопросу о границе между оксфордским и кимериджским ярусами юго-западной окраины Русской платформы // Тр. Укр. НИГРИ. 1963. Вып. 5. С. 251—258.
- Дулуб В.Г. Фораминиферы верхнеюрских и нижнемеловых отложений Волино-Подольской окраины Русской платформы и Предкарпатского прогиба // Там же. 1972. Вып. 27. С. 3—54.
- Дулуб В.Г., Терещук А.С. Нові дані до стратиграфії юри Волино-Поділля // Геологія і геохімія горючих копалин. Київ, 1972. Вып. 31. С. 62—67.
- Дуранте М.В. Распределение комплексов растительных остатков в верхнепалеозойских отложениях северной части Западного Верхоянья // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межд. стратигр. совещ. Магадан, 1974. С. 127—129.
- Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 279 с. (Тр. ССМГЭ; Вып. 19).
- Дуранте М.В. Возможности выделения зональных флостратиграфических подразделений: (На примере флороносных верхнепалеозойских отложений Северной Евразии) // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 29—38.
- Дуранте М.В. О соотношении верхнепермской флоры Наньшаня с одновозрастными ангарскими флорами // Палеонтол. журн. 1980. N 1. С. 125—135.
- Дуранте М.В., Битерман И.М. Анализ флористических данных в связи с вопросом о границе перми и триаса в Западном Верхоянье // Верхний палеозой Северо-Восточной Азии. Владивосток: Ин-т тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 76—89.
- Дуранте М.В., Израилев Л.М. Флористические комплексы и стратиграфия каменноугольных и пермских отложений меридиональной части За-

- падного Верхоянья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, N 4. С. 112—124.
- Ерсаев Г.Х.* Трилобиты среднего и верхнего кембрия Малого Каратау. Алма-Ата: Наука, 1980. 212 с.
- Ерсаев Г.Х.* Граница кембрия и ордовика в Южном Казахстане и Улуту // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 6—16.
- Жарков М.А.* История палеозойского соленакпления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
- Жарков М.А., Хоментовский В.В.* Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия и венда юга Сибирской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 11, N 1. С. 100—113.
- Жегаля В.И.* Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978. 155 с.
- Жемчужников В.Г.* Карбонатные брекчии в разрезе верхнекембрийских и нижнеордовиковых отложений по логу Батырбай в Малом Каратау // Литология и полез. ископаемые. 1986. N 6. С. 76—87.
- Заславская Н.М., Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г.* Первые хитинозиды из верхов кембрия и низов ордовика Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. N 1. С. 42—50.
- Зезина О.Н.* Экология и распространение современных брахиопод. М.: Наука, 1976. 138 с.
- Зимина В.Г.* Флора ранней и начала поздней перми Южного Приморья. М.: Наука, 1977. 126 с.
- Зубцов Е.И.* Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. N 1. С. 42—56.
- Зубцов Е.И.* Стратиграфическое значение позднепротерозойских тиллитов: Тез. докл. XXVII Междунар. геол. конгр. Секция 04, 05. М.: Наука, 1984. Т. 2. 415 с.
- Иванова Е.А.* Экология и развитие брахиопод силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов // Тр. Палеонтол. ин-та. 1962. Т. 88. 150 с.
- Иванова Е.А., Бельская Т.Н., Чудинова И.И.* Условия обитания морской фауны силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов // Там же. 1964. Т. 102. 168 с.
- Ивановский А.Б., Кульков Н.П.* Ругозы, брахиоподы и стратиграфия силура Алтае-Саянской горной области. М.: Наука, 1974. 122 с. (Тр. ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 231).
- Иден Д.Н.* Стратиграфия лёссов в долине Аватер: (о-в Южный, Новая Зеландия) // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М.: ВИНТИ, 1982. Т. 1. С. 105—106.
- Ильченко Л.Н.* Характеристика комплексов растительных микрофоссилий докембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Палинология Сибири. М.: Наука, 1966. С. 123—126.
- Ильченко Л.Н.* Акритархи позднего докембрия севера Сибири и их стратиграфическое значение // Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973. С. 21—24.
- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А.* Позднечетвертичные изменения климата Земли и роль палеогеографических факторов в процессах морфолитогеоза на континентальных и островных шельфах // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 13—27.
- Исакова Т.Н., Назаров Б.Б.* Стратиграфия и микрофауна позднего карбона — ранней перми Южного Урала. М.: Наука, 1986. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 275).
- Истербрук Д.Дж., Белсторф Дж.* Палеомагнетизм и хронология раннеплейстоценовых морен центра США // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 122—127.
- Йокояма Т.* Магнитостратиграфия и хроностратиграфия плио-плейстоцена некоторых районов Азии: (Индия, Индонезия, Япония) // Там же. 1986. С. 128—134.
- Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г.* и др. Ордовик Сибирской платформы. М.: Наука, 1982. 224 с.
- Кауц Д.В., Раштон А.В., Стабблфилд К.Дж.* Корреляция кембрийских отложений на Британских островах // Кембрий, ордовик и силур стратотипических районов. М.: Мир, 1976. С. 11—67.
- Келлер Б.М.* Местные (литофацальные) подразделения // Итоги науки и техники. Стратиграфия, палеонтология. М.: ВИНТИ, 1977. С. 42—52.
- Келлер Б.М.* Системы верхнего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 12. С. 53—67.
- Келлер Б.М., Аксенов Е.М., Королев В.Г.* и др. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения // Итоги науки и техники. Стратиграфия, палеонтология. М.: ВИНТИ, 1974. Т. 5. С. 5—126.
- Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов И.Н.* и др. Новые данные по стратиграфии рифейской группы: (Верхний протерозой) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. N 2. С. 26—41.
- Келлер Б.М., Рукавишникова Т.Б.* Тремадокские и смежные с ними отложения хребта Кендыктас. М.: Наука, 1961. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 18).
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.* Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1967. С. 247—291.
- Келлер Б.М., Янкаускас Т.В.* Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 12. С. 58—67.
- Кириллов В.М.* Палеомагнитно-стратиграфическое исследование угленосной толщи Кузбасса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1971. 25 с.
- Кирьянов В.В.* Палеонтологические остатки и стратиграфия отложений балтийской серии Волюно-Подолы // Палеонтология и стратиграфия нижнего палеозоя Волюно-Подолы. Киев: Наук. думка, 1968. С. 5—25.
- Кирьянов В.В., Чернышева Н.Е.* О нижнекембрийских отложениях северо-западной Волины и находке древнейшего трилобита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. N 7. С. 119—125.
- Клитин К.А.* Байкальская складчатость и тиллитоподобные конгломераты в разрезах каледонид Европы и Гренландии // Докл. АН СССР. 1965. Т. 163. N 3. С. 702—705.

- Кожевников А. В., Милановский Е. В., Саядян Ю. В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа: Объясн. зап. к регион. корреляц. стратигр. схеме четвертич. и верхнеплиоценовых отложений Кавказа. Ереван: Изд-во АрмССР, 1977. 90 с.
- Колалонго М. Л., Пасини Д., Раффи И. и др. Биохронология морского плиоцена и нижнего плейстоцена Италии // Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1984. С. 49—57.
- Колосов П. Н. Верхнедокембрийские палеоальгологические остатки Сибирской платформы. М.: Наука, 1982. 94 с.
- Комар В. А. Столбчатые строматолиты рифея севера Сибирской платформы // Учен. зап. НИИГА. Сер. палеонтол. и биостратигр. 1964. Вып. 6. С. 84—105.
- Комар В. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 154).
- Комар В. А. Новые данные о корреляции рифейских отложений Урала и Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 10. С. 30—36.
- Комар В. А. О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея: (Южный Урал) // Там же. 1978. N 8. С. 50—60.
- Комар В. А. Классификация строматолитов по микроструктуре // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 42—44.
- Комар В. А. Биологическая интерпретация микроструктур докембрийских строматолитов // Систематика, эволюция, экология водорослей и их значение в практике геологических исследований. Киев: Наук. думка, 1981. С. 150—151.
- Комар В. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В. и др. О трехчленном делении рифея по строматолитам // Геология докембрия. М.: Недра, 1964. С. 172—185.
- Комар В. А., Семихатов М. А. Строматолиты в детализации стратиграфии верхнего протерозоя // Геология докембрия. Л.: Наука, 1968. С. 104—108.
- Комар В. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Характер распределения формальных видов строматолитов в рифейских отложениях Учур-Майского района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 7. С. 124—132.
- Конев С. П., Попов Л. Е. Некоторые новые лингулиды из верхнего кембрия и нижнего ордовика Малого Каратау // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 112—124.
- Коровов М. Н., Янкаускас Т. В. Среднекембрийский трилобит в древних отложениях Московской синеклизы: (Яросл. обл.) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, N 3. С. 647—678.
- Королев В. Г., Огурцова Р. Н. Акритархи верхней части нижнего кембрия Таласо-Каратауской зоны: (Хребет Малый Каратау) // Докл. АН СССР. Т. 261, N 1. С. 161—164.
- Королюк И. К. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра // Тр. ИГиРГИ АН СССР. 1960. Т. 1. С. 112—161.
- Королюк И. К., Сидоров А. Д. Строматолиты Южного Прибайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. N 11. С. 112—123.
- Короткий А. М., Павлюткин Б. И. Плиоцен-четвертичная граница — важнейший палеогеографический рубеж позднего кайнозоя: (Юг Дальнего Востока) // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 5—19.
- Костенко Н. П., Несмелов С. А., Ранов В. А. О находке палеолитических орудий на возвышенности Ак-Джар: (Южный Таджикистан) // Докл. АН ТаджССР. 1961. Т. 4, N 6. С. 29—34.
- Котова И. З. Палинологическая характеристика нижнемеловых отложений Марокканской впадины (скв. 416) // Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Наука, 1984. С. 124—126.
- Красненко Р. В. О древнейших оледенениях востока Европейской равнины: (По материалам исследований в бассейне Дона) // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М.: ВИНТИ, 1982. Т. 3. С. 181—182.
- Краснов И. И. Кривая солнечной радиации и изменения природных условий ландшафтной оболочки в антропогене // Космос и эволюция организмов: Междунар. совещ. М.: Наука, 1974. С. 93—97.
- Крашенинников В. А. Значение фораминифер открытых тропических бассейнов датского и палеогенового времени для разработки международной стратиграфической шкалы // Вопр. микропалеонтологии. 1964. Вып. 8. С. 190—213.
- Крашенинников В. А. Стратиграфия палеогеновых отложений Сири. М.: Наука, 1965. С. 28—75. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 133).
- Крашенинников В. А. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана // Вопр. микропалеонтологии. 1971. Вып. 14. С. 140—199.
- Крашенинников В. А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя: (Индийский океан) // Там же. 1977. Вып. 19. С. 124—227.
- Крашенинников В. А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя: (Тихий и Атлантический океаны) // Систематика микроорганизмов и их значение для стратиграфии. М.: Наука, 1978. С. 72—161.
- Крашенинников В. А. Зональная шкала кайнозоя континентов и океанов // Стратиграфия в исследованиях ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 162—207.
- Крашенинников В. А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 141 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 369).
- Крашенинников В. А., Музылев Н. Г. Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах Северного Кавказа // Вопр. микропалеонтологии. 1975. Вып. 18. С. 212—224.
- Крашенинников В. А., Музылев Н. Г., Птухян А. Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, наннопланктону и нуммулитидам. 1. Опорные разрезы палеогена Армении // Там же. 1985. Вып. 27. С. 130—169.
- Крашенинников В. А., Птухян А. Е. Соотношение

- фаун планктонных фораминифер и нуммулитов в палеогеновых отложениях Армении // Там же. 1973. Вып. 16. С. 146—182.
- Криштофович А.Н.* Палеоботаника. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 650 с.
- Крылов И.Н.* О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифе Южного Урала // Докл. АН СССР. 1960. Т. 132, N 4. С. 895—896.
- Крылов И.Н.* Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Наука, 1963. 133 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 69).
- Крылов И.Н.* Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 1967. 88 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 171).
- Крылов И.Н.* Строматолиты: Их природа, классификация, использование для стратиграфии докембрия // Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология. М.: ВИНТИ, 1972. Т. 3. С. 51—72.
- Крылов И.Н.* Строматолиты рифа и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 274).
- Крылов И.Н.* К дискуссии о границе среднего и верхнего рифа по строматолитам // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР: (Рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 66—70.
- Крылов И.Н.* Строматолиты в стратиграфии верхнего докембрия: Проблемы-85 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 11. С. 44—45.
- Крылов И.Н., Нужнов С.В., Шаповалова И.Г.* О строматолитовых комплексах среднего рифа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 7. С. 426—429.
- Крылов И.Н., Орлеанский В.К.* Влияние синезеленых водорослей на осаждение карбоната кальция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 5. С. 63—71.
- Крылов И.Н., Сергеев В.Н., Хераскова Т.Н.* Находки кремнистых микрофоссилий в кембрийских отложениях Байконурского синклинария // Там же. 1986. N 1. С. 51—56.
- Крылов И.Н., Шаповалова И.Г.* О распределении строматолитов катавского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири // Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1970. С. 47—55.
- Кузнецова К.И.* Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры Борзального пояса по фораминиферам. М.: Наука, 1979. 123 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 332).
- Кузнецова К.И.* Развитие и распространение фораминифер в поздней юре Крыма // Вопр. микропалеонтологии. 1983. Вып. 26. С. 25—36.
- Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н.* Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 200 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 370).
- Кульков Н.П.* Брахиоподы и стратиграфия силура Горного Алтая. М.: Наука, 1967. 146 с.
- Кульков Н.П.* Сообщества брахиопод в лландоверии Алтая и Тувы и вопросы биогеографии // Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974. С. 169—175.
- Кульков Н.П.* Космополитные таксоны в эндемичном комплексе силурийских брахиопод Тувы // Геология и геофизика. 1979. N 8. С. 144—148.
- Кульков Н.П.* Эколого-биогеографическое исследование лландоверийских брахиопод Алтая // Сб. науч. трудов СНИИГТИМС. Новосибирск, 1980. Вып. 279. С. 32—37.
- Кульков Н.П., Козлов М.С.* О стратиграфии и брахиоподах силура Рудного Алтая. М.: Наука, 1978. С. 57—84. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 405).
- Кулькова И.А.* Изменение состава палинофлоры Сибири на рубеже эоцена и олигоцена // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 51—53.
- Кулькова И.А., Шацкий Н.Б.* Эоцен-нижнеолигоценовые отложения верхний рек Чузник—Кенга: (Обь-Иртышское междуречье) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 194—197.
- Лазаренко А.А., Болиховская Н.С., Семенов В.В.* Опыт дробного стратиграфического расчленения верхнеплиоцен-четвертичных отложений Таджикистана // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 12—22.
- Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пенков А.В. и др.* О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии // Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1977. Ч. 1. С. 70—132.
- Лазаренко А.А., Ранов В.А.* Каратау-1 — древнейший палеолитический памятник в лёссах Средней Азии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1977. N 47. С. 45—57.
- Лазаренко А.А., Шелкопая В.Н.* Первые определения возраста среднеазиатских лёссов термолюминисцентным методом // Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1973. С. 202—221.
- Лебедев Е.Л.* Вулканизм и климат мелового периода // Сов. геология. 1982а. N 4. С. 61—70.
- Лебедев Е.Л.* Рекуррентное развитие флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на рубеже раннего—позднего мела // Палеонтол. журн. 1982б. N 2. С. 3—14.
- Лебедев Е.Л.* Понски и сборы ископаемых растений среди субазальных вулканогенных образований: Метод. рекомендации. М.: ВИНТИ, 1983а. 42 с.
- Лебедев Е.Л.* Развитие меловых флор Северо-Восточной Азии и фито-стратиграфия Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1983б. 46 с.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф.* Фузулиниды и стратиграфия асельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 162 с.
- Лейе Я.Б.* Палинологическая характеристика стратиграфического разреза эоцена юга европейской части СССР: (Бахчисарайский район, Крым) // Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973. С. 60—64.
- Леонтьев О.К., Рычагов Г.И.* Плейстоценовые колебания уровня Каспийского моря и их влияние на морфологию берегов // Четвертичная

- геология и геоморфология: Дистанц зондирование. М.: Наука, 1980. С. 62—65.
- Лиелдзена Э.К., Фридрихсоне А.И.* О стратиграфии кембрийских отложений западной Латвии // Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс: Минтис, 1968. С. 33—52.
- Линднер Л.* Климатостратиграфия среднего плейстоцена южной части Центральной Польши // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М., 1982. Т. 1. С. 153—154.
- Лисогор К.А.* Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и тремадока Малого Каратау: (Южный Казахстан) // Биостратиграфия и фауна верхнего кембрия и пограничных с ним слоев. Новосибирск: Наука, 1977. С. 197—265.
- Литвинович Н.В., Бондаренко О.Б., Свербилова Т.В.* и др. Стратиграфия и фауна палеозойских отложений хребта Тарбагатай: (Ордовик, силур, девон, нижний карбон). М.: Госгеолтехиздат, 1963. 472 с.
- Ломов С.П., Пеньков А.В.* Магнитная восприимчивость некоторых современных и ископаемых почв Таджикистана // Почвоведение. 1979. N 6. С. 100—109.
- Лопухинская Т.В.* Брахиоподы и стратиграфия силурийских отложений севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 104 с. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 199).
- Лукина Н.В.* Неотектонический аспект анализа террас и ярусов рельефа бассейнов Днестра и Прута // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985. N 2. С. 115—127.
- Лю Дуншэн.* Успехи в изучении четвертичного периода Китая // Исследования четвертичного периода. М.: Недра, 1986. С. 53—64.
- Лю Дуншэн, Дун Гуанжун, Ан Чжишэн.* Природная обстановка пустынных и лёссовых областей Китая в четвертичное время // Четвертичная геология и геоморфология: XXVII Междунар. геол. конгр. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 82—88.
- Макарихин В.В., Кононова Г.М.* Фитолиты нижнего протерозоя Карелии // Л.: Наука, 1983. 180 с.
- Малашевский В.Н., Попович Н.И.* Структурно-фациальные зоны Приполярного и Полярного Урала в кембрийский период // Материалы по геологии Урала. Л.: ГОНТИ, 1961. С. 81—95.
- Мамедов Э.Д.* Плейстоценовый этап геологического развития пустынной зоны СССР: (Центр. районы): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1980. 46 с.
- Маркова Н.Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 119 с.
- Маслов В.П.* Строматолиты. М.: Наука, 1960. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 41).
- Маслов В.П.* Водоросли и карбонатоосаждение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. N 2. С. 81—86.
- Мацоун Я.* Среднеплейстоценовая хроностратиграфия Северной Моравии // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М.: ВИНТИ, 1982. Т. 2. С. 174—175.
- Международный стратиграфический справочник: Руководство по стратиграфической классификации, терминологии и их применению.** М.: Мир, 1978. 226 с.
- Мейен С.В.* Кордаитовые верхнего палеозоя Северной Евразии. М.: Наука, 1966. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 150).
- Мейен С.В.* О возрасте острогорской свиты Кузбасса и об аналогах намюра в континентальных отложениях Северной Азии // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180. N 4. С. 944—947.
- Мейен С.В.* Каменноугольные флоры: Пермские флоры // Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. С. 43—157. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 208).
- Мейен С.В.* Основные проблемы палеофлористики карбона и перми // Итоги науки и техники. Стратиграфия, палеонтология. М.: ВИНТИ, 1972. Т. 3. С. 94—107.
- Мейен С.В.* Палеофлористика палеозоя // Стратиграфия в исследованиях ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 107—116.
- Мейен С.В.* Следы трав индейских. М.: Мысль, 1981. 159 с.
- Мейен С.В.* Корреляция пермских отложений Ангарской области // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 226—229.
- Меньшикова Л.В.* Стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов кольчугинской серии Кузнецкого бассейна по палеоботаническим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1977. 24 с.
- Методика геологической съемки древних вулканитов.** Л.: Недра, 1980. 278 с.
- Минашвили Ц.Д.* Наннопланктонные комплексы сарматского региона Юго-Западной Грузии // Сообщ. АН ГССР. 1983. Т. 3, N 2. С. 333—335.
- Минина Е.А.* Кулябский комплекс Таджикской депрессии // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: Геогр. о-во СССР, 1973. С. 229—239.
- Миссаржевский В.В.* Расчленение и корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия по некоторым проблематичным группам скелетных окаменелостей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. N 5. С. 52—68.
- Миссаржевский В.В.* Стратиграфия древнейших толщ фанерозоя Анабарского массива // Сов. геология. 1983. N 9. С. 62—73.
- Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М.* Стратиграфия и фауна пограничных толщ кембрия и докембрия Малого Каратау. М.: Наука, 1981. 91 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 326).
- Могучева Н.К.* Граница перми и триаса в Тунгусской синеклизе // Границы крупных подразделений фанерозоя в Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 115—120.
- Могучева Н.К.* Новые триасовые растения Средней Сибири // Новые виды древних беспозвоночных и растений нефтегазоносных провинций Сибири. Новосибирск: Наука, 1984а. С. 50—55.
- Могучева Н.К.* О флоре раннего триаса Северного Верхоянья // Ежегодник Всесоюз. палеонтол. о-ва. 1984б. Т. 27. С. 88—102.
- Могучева Н.К., Добрускина И.А.* Хвойные пестро-

- го песчаника в корвунчанской флоре // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 72—77. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 648).
- Модзалевская Е.А.* Брахиоподы // Полевой атлас сирийской, девонской и раннекаменноугольной фауны Дальнего Востока. М.: Недра, 1969. С. 60—126.
- Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. Л.: Гидрометеониздат, 1979. 407 с.
- Монин А.С., Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* и др. Палеомагнетизм и предгондванский дрейф континентов // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, N 6. С. 1355—1359.
- Мурдмаа И.О.* Океанские фации // Океанология. Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 269—306.
- Мурзаева В.Э., Коноплева В.И., Девяткин Е.В., Серебрянный Л.Р.* Плиоциальные обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 4. С. 15—25.
- Назаров Б.Б.* Радиоларии из нижних горизонтов кембрия Батеневского края // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 5—13. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 49).
- Назаров Б.Б.* Радиоларии нижнего—среднего палеозоя Казахстана: (Методы исслед., систематика, стратигр. значение). М.: Наука, 1975. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 375).
- Назаров Б.Б., Ормистон А.Р.* Возможная система радиоларий палеозоя // Морфология, экология и эволюция радиоларий. Л.: Наука, 1984. С. 64—87.
- Назаров Б.Б., Попов Д.Е.* Стратиграфия и фауна кремнисто-карбонатных толщ ордовика Казахстана: (Радиоларии и безамбовые брахиоподы). М.: Наука, 1980. 182 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 331).
- Наумова С.Н.* Споры нижнего кембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. N 4. С. 49—56.
- Наумова С.Н.* Споры нижнего силура // Тр. конф. по спорово-пыльцевому анализу, 1948 г. М.: Изд-во МГУ, 1950. С. 165—190.
- Наумова С.Н.* Споры древних свит западного склона Южного Урала // Тр. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. 1. С. 183—187.
- Наумова С.Н.* Спорово-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР // XXI Междунар. геол. конгр. Доклады сов. геологов: Probl. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 109—117.
- Наумова С.Н.* Зональные комплексы растительных микрофоссилий докембрия и нижнего кембрия Евразии и их стратиграфическое значение // Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы: XXIII Междунар. геол. конгр. Доклады сов. геологов. М.: Наука, 1968. С. 30—39.
- Наумова С.Н.* Растительные микрофоссилии докембрия и нижнего кембрия Евразии и их значение для стратиграфии // Палинология протерозоя и палеозоя. М.: Наука, 1974. С. 72—75.
- Нейбург М.Ф.* К стратиграфии и возрасту угленосных отложений Кузнецкого бассейна в Сибири // Докл. АН СССР. Сер. А. 1929. N 14. С. 337—342.
- Нейбург М.Ф.* Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 342 с. (Палеонтология СССР; Т. 12, вып. 3).
- Нейбург М.Ф.* Фитостратиграфические горизонты Кузнецкого бассейна и их аналоги в смежных областях // Материалы II совещ. по стратиграфии угленос. отложений. М.: Углетехиздат, 1956. Т. 1. С. 86—98.
- Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 157 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 280).
- Несмеянов С.А.* Геологическое строение Самаркандской верхнепалеолитической стоянки // Палеолит Средней и Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 32—46.
- Никашин Э.С., Брызгалова Е.Г., Горбачев В.И.* и др. Новое в стратиграфии кембрия юго-восточной части Балтийской синеклизы: (Калинингр. область РСФСР) // Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1986. С. 152—157.
- Никитин И.Ф.* Ордовик Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. Ч. 1. 242 с.
- Никитин И.Ф., Попов Л.Е.* Замковые брахиоподы из верхнего кембрия и нижнего ордовика Малого Каратау // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата, 1983. С. 124—135.
- Никифорова К.В.* Объем зоплейстоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 10. С. 79—92.
- Никифорова К.В., Андреев О.Н.* Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. Л.: Госгеолтехиздат, 1961. 300 с.
- Никифорова К.В., Кинд Н.В., Краснов И.И.* Хроностратиграфическая шкала четвертичной системы (антропогена) // Четвертичная геология и геоморфология: XXVII Междунар. геол. конгр. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 22—32.
- Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П.* и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя европейской части СССР // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование: XXVI Междунар. геол. конгр. Доклады сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 55—67.
- Никонов А.А., Ранов В.А.* К характеристике средне-верхнеплейстоценовых отложений р. Яхсу в свете новых данных // Докл. АН ТаджССР. 1971. Т. 14, N 12. С. 44—47.
- Нужнов С.В., Шаповалова И.Г.* Расчленения якутского комплекса (средний рифей) по строматолитам в Учуро-Майском районе // Всесоюз. симпоз. по палеонтологии докембрия, 25—30 окт. 1965 г.: Тез. докл. Новосибирск, 1965. С. 46—47.
- Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. Киев: Изд-во АН УССР, 1978. 36 с.
- Объяснительная записка к унифицированной схеме Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 45 с.

- Огурцова Р.Н. Находки лонтоваских акритарх в отложениях томмотского яруса Оленекского поднятия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. N 11. С. 84—89.
- Огурцова Р.Н. Растительные микрофоссилии чулактауской свиты (томмотский ярус) Таласо-Каратауской зоны (хребет Малый Каратау) // Изв. АН КиргССР. 1981. N 2. С. 32—35.
- Огурцова Р.Н. Растительные микрофоссилии опорного разреза венда — нижнего кембрия Малого Каратау и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 25 с.
- Огурцова Р.Н. Растительные микрофоссилии опорного разреза венда — нижнего кембрия Малого Каратау. Фрунзе: Илим, 1985. 136 с.
- Опорный разрез верхнекембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. 144 с.
- Осипова Э.П. Вопросы палеомагнитной корреляции рифейских и вендских образований и проблема полярности в палеогеографии венда // Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 23—34.
- Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: (Атлас-монография) / Ред. И.П. Герасимов, А.А. Величко. М.: Наука, 1982. 156 с.
- Палеогеография севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 190 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 573).
- Палмер А.С. Верхнечетвертичная субазральная толща Уайрарапа в Новой Зеландии // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М.: Наука, 1982. Т. 1. С. 201—202.
- Панова Л.А. Олигоцен Западно-Сибирской низменности // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М.: Наука, 1971. С. 40—50.
- Пахомов М.М. Палеогеография гор востока Средней Азии в позднем кайнозое и вопросы флороценогенеза: (по материалам спорово-пыльцевого анализа): Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1982. 48 с.
- Пашквичене Л.Т. Акритархи пограничных отложений венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1980. 76 с.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Спорные вопросы в понимании объема и стратиграфического положения паннона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 11. С. 42—56.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Соотношение континентальной шкалы позднего миоцена Западной Европы со стратиграфическими шкалами Средиземноморья и Восточного Паратетиса // Там же. 1984. N 5. С. 69—79.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Соотношение континентальной шкалы плиоцена Западной Европы со стратиграфическими шкалами Средиземноморья и Восточного Паратетиса // Там же. 1986. N 3. С. 3—17.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Жегалло В.И. и др. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Там же. 1982. N 6. С. 5—16.
- Пеньков А.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кызулсу: (Южный Таджикистан) // Там же. 1976. N 9. С. 33—43.
- Петрунина З.Е. Трилобиты и биостратиграфия тремадока западной части Саяно-Алтайской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1966. 24 с.
- Петрушевская М.Г. Радиоларии Nassellaria в планктоне Мирового океана // Исследования фауны морей. Л.: Наука, 1971. С. 3—294. (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 53).
- Плисов А.А., Горянский В.Ю., Фандерфлит Е.К. Новые данные о границе кембрия и ордовика на северо-западе Русской плиты // Геологические позиции северо-западной окраины Русской плиты в свете новых геолого-структурных данных. М., 1977. С. 3—13.
- Покровская Н.В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 444—465.
- Попов Г.И. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений // Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 2. С. 483—490.
- Постановление Межведомственного стратиграфического комитета по ярусному расчленению нижнего и верхнего отделов кембрийской системы // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С. 19—21.
- Пости Э. Новые находки платисоленид и гастропод из лонтовасского горизонта Эстонии // Изв. АН ЭССР. Геология. 1978. Т. 27, N 3. С. 103—107.
- Практическая стратиграфия. Л.: Недра, 1984. 320 с.
- Прусова И.А. Возраст саксаульской и чеганской свит и граница между верхним эоценом и олигоценом в Северном Приаралье // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеогеновых отложений Средней Азии. Л.: Недра, 1970. С. 60—66. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 69).
- Пулатова М.З. Верхнеэоценовая флора Таджикской депрессии по палинологическим данным // Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973. С. 114—116.
- Путеводитель научной экскурсии по проблеме "Позднекайнозойские отложения Колымской низменности" / Ред. А.В. Шер. М.: ВИНТИ, 1979. 63 с. (XIV Тихоокеан. науч. конгр.).
- Путеводитель экскурсии А-13 и С-13 / Ред. Н.А. Логачев. М.: ВИНТИ, 1982. 54 с. (XI конгр. ИНКВА).
- Пыхова Н.Г. Акритархи юго-востока Сибирской платформы // Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. С. 236—250. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 206).
- Пятилетов В.Г. О находках синезеленых водорослей в юдомских отложениях Якутии: (Венд) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, N 1. С. 714—716.
- Пятилетов В.Г. Юдомский комплекс микрофоссилий Южной Якутии // Геология и геофизика. 1980. N 7. С. 8—20.
- Пяткова Д.М. Про комплекс фораминифер з

- верхнеюрских вкладів вольского яруса Дніпровско-Донецької западини // Допов. АН УССР. Сер. Б. 1970. N 4. С. 320—331.
- Пяткова Д. М.** Фораминиферы киммериджского и волжского ярусов Днепровско-Донецкой впадины и их значение для стратиграфии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1974. 19 с.
- Пяткова Д. М.** Юрские фораминиферы Украины // Обоснование стратиграфических подразделений мезо-кайнозой Украины по микрофауне. Киев: Наук. думка, 1975. С. 8—30.
- Раабен М. Е.** О стратиграфическом положении слоев с *Gymnosolen* // Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 125—129.
- Раабен М. Е.** Верхний рифей как подразделение общевропейской шкалы докембрия // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, N 4. С. 901—904.
- Раабен М. Е.** Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 248 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 273).
- Раабен М. Е.** Перспективы детализации биостратиграфии верхнего докембрия // Стратиграфия и седиментология: Геология докембрия. М.: Наука, 1976. С. 198—208.
- Раабен М. Е.** Миньярская свита Южного Урала — литофашиальное подразделение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 4. С. 56—66.
- Раабен М. Е., Забродин В. Е.** Водорослевая проблема верхнего рифея: (Строматолиты, онколиты). М.: Наука, 1972. 128 с.
- Раабен М. Е., Комар В. А.** Граница нижнего и верхнего каратавия в уральском стратотипе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 9. С. 84—96.
- Равский Э. И.** Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.
- Рагозина А. Л.** Микрофоссилии венда беломорской биоты // Систематика, эволюция, экология водорослей и их значение в практике геологических исследований. Киев: Наук. думка, 1981. С. 36—37.
- Радченко Г. П.** Палеоботанические обоснования дробного стратиграфического расчленения угленосных отложений Кузнецкого бассейна и некоторые данные к определению их возраста // Материалы II совещ. по стратиграфии угленосных отложений. М.: Углетехиздат, 1956. Т. 1. С. 119—137.
- Ранов В. А.** Древнепалеолитические находки в лесах Южного Таджикистана // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 195—202.
- Ранов В. А., Несмеянов С. А.** Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1973. 161 с.
- Раст В. К.** Вулканы и вулканизм. М.: Мир, 1982. 344 с.
- Ренгартен Н. В., Судакова Н. Г., Глушанкова Н. И.** и др. Долина верхней Оки: Подморенная толща // Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской платформы. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 148—160.
- Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, 1979. Новосибирск, 1982. Ч. 2: Средний и верхний палеозой. 128 с.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, 1983. Ч. 1: Верхний протерозой и нижний палеозой: Объясн. зап. к регион. стратигр. схемам, утвержд. Межвед. стратигр. ком. СССР. Новосибирск, 1983. 215 с.
- Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР, Магадан, 1974—1975 гг. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978.
- Розман Х. С.** Основные черты зоогеографии ордовика и силура Монголии по брахиоподам // Проблемы палеобиогеографии Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, М.: Наука, 1986а. С. 55—70. (Тр. ССМПЭ; Вып. 19).
- Розман Х. С.** Раннесилурийские *Tuvaelia* (брахиоподы) Монголии // Палеонтол. журн. 1986. N 2. С. 29—38.
- Розова А. В.** Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1986. 196 с.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б.** Вендские литологические комплексы мира // Сов. геология. 1981. N 5. С. 37—59.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б.** Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Л.: М-во геологии СССР, 1984. 70 с.
- Рудаевская В. А.** Акритархи пограничных отложений рифея и кембрия Юго-Восточной Сибири // Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973. С. 17—21.
- Рудаевская В. А.** Акритархи нефтегазоносных горизонтов и нефтей позднего докембрия Восточной Сибири // Микрофитофоссилии в нефтяной геологии. Л.: ВНИГРИ, 1980. С. 130—140.
- Рудаевская В. А., Фролов Б. В.** Первые находки акритарх в нижних горизонтах опорных разрезов юдомской свиты // Микрофоссилии СССР. Новосибирск: Наука, 1974. С. 11—13.
- Руженцев В. Е.** Принципы систематики, система и филогения палеозойских аммоноидей. М.: Наука, 1960. 331 с. (Тр. ПИН АН СССР; Вып. 83).
- Рухин Л. Б.** Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
- Савицкий Е. В.** О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита // Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Новосибирск: Наука, 1962. С. 53—54.
- Савицкий Е. В.** Проблема нижней границы кембрия на Сибирской платформе и немакит-далдынский горизонт // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. С. 43—61.
- Садовников Г. Н.** О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. N 11. С. 68—71.
- Садовников Г. Н.** Морфология, систематика и распространение рода *Tomostrobus* // Палеонтол. журн. 1982. N 1. С. 104—112.
- Садовников Г. Н., Орлова Э. Ф., Белозеров В. П.** Переход от перми к триасу в континентальных отложениях Таймыра и Западного Верхоянья //

- Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 5. С. 53—64.
- Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
- Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР: (К пробл. становления флоры кайнофита). Л.: Наука, 1974. 56 с. (XXVII Комаров. чтения).
- Свищов А.А., Шляков А.И., Парунин О.Б. Дальние корреляции палеогеографических событий и новейших отложений методами абсолютной геохронологии // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 163—173.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 242 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 68).
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 256).
- Семихатов М.А. Афебийский комплекс строматолитов: Общая характеристика и сравнение с рифейскими // Нижняя граница рифея и строматолиты афебии. М.: Наука, 1978а. С. 148—158. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 312).
- Семихатов М.А. Некоторые карбонатные строматолиты афебии Канадского щита // Там же. 1978б. С. 111—148.
- Семихатов М.А. Строматолиты в стратиграфии докембрия: Анализ '84 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 4. С. 3—21.
- Семихатов М.А. Таксоны докембрийских строматолитов в пространстве и времени // III Всесоюз. симпоз. по палеонтологии докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Петрозаводск, 1987. С. 87—89.
- Семихатов М.А., Комар В.А. О применимости формальных видов столбчатых строматолитов для межрегиональной корреляции рифейских отложений // Докл. АН СССР. 1965. Т. 165, N 6. С. 1383—1386.
- Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 210).
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 367).
- Сергеев В.Н. Микрофоссилии в окремнелых столбчатых строматолитах верхнего рифея Туруханского района // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, N 2. С. 1436—1439.
- Сергеев В.Н., Крылов И.Н. Микрофоссилии миньярской свиты Урала // Палеонтол. журн. 1986. N 1. С. 84—95.
- Серебряков С.Н. Строматолиты в ритмичных толщах рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. N 10. С. 127—134.
- Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 200).
- Сиверцева И.А., Веричев Е.М., Гриб В.П., Станковский А.Ф. Микрофоссилии верхнего докембрия юго-восточного Беломорья // Литология и палеогеография. Л.: ЛГУ, 1981. N 3. С. 133—148.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
- Соколов Б.С. Биогеохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155—178.
- Соколов Б.С. Венд: Принципы обособления, границы и место в шкале // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР: (Рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 43—61.
- Соколов Б.С. Вендская система: Положение в стратиграфической шкале // Стратиграфия: XXVII Междунар. геол. конгр. Доклады. М.: Наука, 1984. С. 111—127.
- Сорокин В.М., Курпин Н.П., Чернышова М.Б., Куренкова В.Г. Корреляция разрезов позднечетвертичных осадков Средиземного, Черного и Каспийского морей // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М.: ВИНТИ, 1982. Т. 1. С. 239—240.
- Спиридонов М.А. Особенности геологического строения гляциальных шельфов атлантической периферии Арктического бассейна // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеорол. изд-во, 1970. С. 47—51.
- Степанов И.Н., Абдуназаров У.К. Погребенные почвы в лёссах Средней Азии и их палеогеографическое значение. М.: Недра, 1977. 120 с.
- Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л.: Недра, 1965. 70 с.
- Стратиграфический кодекс СССР: Временный свод правил и рекомендаций. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 79 с.
- Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 235 с.
- Стратиграфия и корреляция верхней юры СССР по фораминиферам: Материалы IV Всесоюз. совещ. по биостратиграфии верхней юры СССР, Тбилиси, 1984 г. М.: ГИН АН СССР, 1985. 124 с.
- Стратиграфия СССР. Т. 14. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. 443 с.
- Стратиграфия СССР. Т. 14. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1984. 556 с.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 368).
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.
- Субботина Н.Н. Верхнеэоценовые лагениды и булимиды юга СССР // Микрофауна СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1951. С. 115—256. (Тр. ВНИГРИ. Н.С., Вып. 69).
- Субботина Н.Н. Глобигериниды, ханткениниды и глобраталииды. Л.: Гостоптехиздат, 1953. 296 с. (Тр. ВНИГРИ. Н.С.; Вып. 76).
- Сухов С.В., Горелова С.Г. Комплексы позднелазовских растений Средней Сибири и их стратиграфическое значение // Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. С. 224—230.
- Сухов С.В., Данилов В.И. Палеокарпологическое обоснование схемы стратиграфии отложений

- верхнего палеозоя Саяно-Алтайской области // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 55—58. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 260).
- Тимофеев Б.В. Находки спор в кембрийских и докембрийских отложениях Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1955. Т. 106. N 3. С. 547—550.
- Тимофеев Б.В. Древнейшая флора Прибалтики. Л.: Госгеолтехиздат, 1959. 136 с.
- Тимофеев Б.В. Споры докембрия // Стратиграфия и корреляция докембрия: XXI Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 138—147.
- Тимофеев Б.В. Микропалеофитологические исследования додевонских отложений: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1963. 42 с.
- Тимофеев Б.В. Микропалеофитологическое исследование древних свит. М.: Наука, 1966. 147 с.
- Тимофеев Б.В. Сфероморфизм протерозоя. Л.: Наука, 1969. 146 с.
- Тимофеев Б.В. Микрофоссилии протерозоя и раннего палеозоя // Микрофоссилии древнейших отложений. М.: Наука, 1973. С. 7—12.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.Н. Докембрийская микробиота лахандинской свиты // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 137—147.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С. Микрофитофоссилии докембрия, кембрия и ордовика. Л.: Наука, 1976. 106 с.
- Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и гоцеене. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Ударцев В.П. Плейстоценовые события в ледниковой и перигляциальной областях Окско-Донской равнины // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М.: Наука, 1982. Т. 3. С. 318—319.
- Умнова Н.И. Акритархи ордовика и силура Московской синеклизы и Прибалтики. М.: Недра, 1975. 167 с.
- Умнова Н.И., Фандерфлит Е.К. Комплексы акритарх кембрийских и нижнеордовикских отложений запада и северо-запада Русской платформы // Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. Минск: Наука и техника, 1971. С. 45—73.
- Успенская Е.А. Стратиграфия верхней юры Горного Крыма: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1967. 23 с.
- Успенская Е.А. Юрская система: Верхний отдел // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 8: Крым, ч. 1: Геологическое описание. С. 114—154.
- Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Глобальные реконструкции климата и течений Мирового океана в фанерозое // Палеоокеанология: XXVII Междунар. геол. конгр. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 46—61.
- Федоров А.Б. Биостратиграфия и фации древнейшего горизонта нижнего кембрия среднего течения р. Алдан // Стратиграфия и фации осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. С. 18—25.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 310).
- Филиппова Г.Г. Позднеюрские цикадофиты из континентальных отложений бассейна р. Большого Анюя // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1972. Вып. 20. С. 279—282.
- Форш Н.Н., Храмов А.Н. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне и перми // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137, N 1. С. 151—158.
- Фридрихсоне А.И. Акритархи *Baltisphaeridium* и гистрихосферы (?) из кембрийских отложений Латвии // Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс: Минтис, 1971. N 3. С. 5—22.
- Хаин В.Е., Ронов А.Б., Сеславинский К.Б. Верхнерифейские литологические комплексы мира // Сов. геология. 1981. N 1. С. 72—91.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Левеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
- Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1972. 269 с.
- Хоментовский В.В., Пятилетов В.Г. О стратиграфическом значении микрофоссилий Сибирской платформы и ее обрамления // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 49—70.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Пятилетов В.В. Стратиграфия позднего докембрия Сибирской платформы // Органический мир и биостратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири и смежных районов. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. С. 6—26.
- Хоуэлл Б.Ф. Климаты позднего протерозоя и раннего докембрия // Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр., Москва, 1937 г. М.: Госнаучтехиздат, 1940. Т. 6. С. 7—10.
- Храмов А.Н. Глобальные реконструкции положения древних кратонов в позднем докембрии // Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 127—137.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1982. 309 с.
- Хубка А.Н., Третьяк А.Н., Волок З.Е. Стратиграфическое положение карболийских слоев: (По палеомагнит. данным) // Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983. С. 82—89.
- Цейтлин С.М. Особенности развития плейстоценовых оледенений на северо-западе Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138, N 4. С. 920—923.
- Чердынцев В.В., Завельский Ф.С., Кинд Н.В. и др. Радиоуглеродные даты // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1969. N 36. С. 125—129.
- Чернышев Б.Б. Силурийские брахиоподы Монголии и Тувы. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. N 29. 94 с. (Тр. Монг. комис. АН СССР; Вып. 5).
- Чертовских Г.Н. Ульинский наложенный про-

- гиб // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. Магадан: СКВНИИ, 1964. Вып. 17. С. 27—39.
- Чибрикова Е.В.* Находки спор в бавлинской свите Башкирии // *Докл. АН СССР*. 1954. Т. 95, N 5. С. 1071—1072.
- Чибрикова Е.В.* Результаты изучения спор из древних отложений Башкирии // *Древние отложения западной Башкирии*. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 14—24.
- Чураева М.Н.* Граница кембрия и ордовика // *Границы геологических систем*. М.: Наука, 1976. С. 54—72.
- Чумаков Н.М.* О характере позднедокембрийского оледенения Шпицбергена // *Докл. АН СССР*. 1968. Т. 180, N 6. С. 1446—1449.
- Чумаков Н.М.* Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики: (Верхний докембрий) // Там же. 1971. Т. 198, N 2. С. 419—422.
- Чумаков Н.М.* Лапландское оледенение // *Этюды по стратиграфии*. М.: Наука, 1974. С. 71—96.
- Чумаков Н.М.* Ледниковые отложения в раннем и позднем протерозое // *Проблемы осадочной геологии докембрия*. М.: Недра, 1975. С. 144—150.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 201 с.
- Чумаков Н.М.* Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1984. N 7. С. 35—53.
- Чумаков Н.М.* Лапландский ледниковый горизонт и его аналоги // *Вендская система: Ист.-геол. и палеонтол. обоснование*. М.: Наука, 1985. Т. 2: Стратиграфия и геологические процессы. С. 167—199.
- Чураков А.Н.* О необходимости планомерного изучения докембрийских образований в СССР // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1941. N 2. С. 3—12.
- Шаповалова И.Г.* Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974. 139 с.
- Шаповалова И.Г.* Строматолитовые комплексы рифейских доюдомских отложений востока Сибирской платформы // *Палеонтология докембрия и раннего кембрия*. Тр. Всесоюз. симпози. Л.: Наука, 1979. С. 57—61.
- Шаповалова И.Г., Крылов И.Н.* Корреляция рифейских доюдомских отложений востока Сибирской платформы. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1978. С. 3—37.
- Шарафутдинова Н.Г.* Роль ископаемого микрофитопланктона в стратиграфическом расчленении палеогеновых отложений юго-восточной части Тургайского прогиба // *Палинологические исследования в Казахстане*. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 44—49.
- Шарафутдинова Н.Г.* Распределение микрофитопланктона в палеогеновых отложениях северо-восточной части Тургайского прогиба // *Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке*. Новосибирск: Наука, 1984. С. 103—105.
- Шатский Н.С.* О нахождении спор наземных растений в древнейших кембрийских отложениях и значение этого открытия для геологии // *Общее собрание Академии наук СССР*, 10—15 июня 1947 г. М.: Изд-во АН СССР, 1948. С. 8—12.
- Шацкий С.Б.* Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Западной Сибири // *Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке*. Новосибирск: Наука, 1984. С. 9—14.
- Шелкопояс В.Н.* Геохронология лёссовой формации по данным термолуминесцентного метода // *Материалы по четвертичному периоду Украины*. Киев: Наук. думка, 1974. С. 89—120.
- Шенфиль В.Ю.* Проблема корреляции рифейских отложений Сибири по строматолитам // *Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 22—37.
- Шенфиль В.Ю.* Значение строматолитов для определения нижней границы верхнего рифея // *Палеонтология докембрия и раннего кембрия*. Тр. Всесоюз. симпози. Л.: Наука, 1979а. С. 62—67.
- Шенфиль В.Ю.* Определение нижней границы верхнего рифея по строматолитам и корреляция сибирского парастратотипа рифея с уральским стратотипом // *Стратиграфия верхнего протерозоя СССР: (Рифей и венд)*. Л.: Наука, 1979б. С. 61—68.
- Шепелева Е.Д.* Растительные остатки неизвестной систематической принадлежности из отложений бавлинской серии Волго-Уральской нефтеносной провинции // *Докл. АН СССР*. 1962. Т. 142, N 4. С. 456—457.
- Шепелева Е.Д.* Комплексы спор (?) из отложений бавлинской серии Волго-Уральской области // *Спорово-пыльцевые комплексы и стратиграфия протерозоя, палеозоя и мезозоя Волго-Уральской области и Средней Азии*. Л.: Мин-во геологии и охраны недр СССР, 1963. С. 7—17. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 37).
- Шепелева Е.Д.* О стратиграфическом распространении некоторых микрофоссилий (акритарх) (Русская платформа) в вендских и нижнекембрийских отложениях // *Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы*. Л.: М-во геологии СССР, 1969. С. 60—65. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 74).
- Шепелева Е.Д.* Расчленение венда Русской платформы по акритархам // *Микрофоссилии древнейших отложений*. М.: Наука, 1973. С. 13—15.
- Шестакова М.Д., Клецова А.А., Суворова Н.П.* К стратиграфии кембрия Московской синеклизы // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1976. N 12. С. 58—66.
- Шведов Н.А.* Пермская флора севера Енисейско-Ленского края. Л.: Гостеолтехиздат, 1961. 242 с. (Тр. НИИГА; Т. 103).
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина З.А.* Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина З.А.* и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.

- Щуцкая Е.К. Стратиграфия нижнего палеогена Северного Кавказа и Крыма // Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 207—229.
- Щуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 256 с.
- Эберзин А.Г. О стратиграфическом положении местонахождений древнейших гиппарионов Молдавской ССР // Докл. АН СССР. Н.С. 1950. Т. 75, N 2. С. 283—286.
- Юзвический А.З., Горелова С.Г., Бетехтина О.А. Ангарская область: Алтае-Саянская провинция // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. С. 208—222.
- Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины: (Стратиграфия). М.: Госгеолтехиздат, 1956. 314 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 17).
- Яковлева С.П. Волжские фораминиферы Тимано-Уральской области // Новые данные по микрофауне и стратиграфии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений СССР. Л., 1974. С. 55—61. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 349).
- Яковлева С.П. Биостратиграфия кимериджских и волжских отложений бассейна р. Печоры по фораминиферам: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1976а. 17 с.
- Яковлева С.П. Юрские отложения острова Колгуев // Биостратиграфия отложений мезозоя нефтяногазовых областей СССР. Л.: ВНИГРИ, 1976б. С. 72—78. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 388).
- Яковлева С.П., Азбель А.Я. Корреляция разнофациальных отложений юры по фораминиферам // Роль микрофауны в изучении осадочных толщ континентов и морей. Л.: Наука, 1983. С. 33—39.
- Янкаускас Т.В. Корреляция кембрийских отложений Литовской ССР (по акритархам) // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974а. С. 22—29.
- Янкаускас Т.В. Палеонтологическое обоснование геологического возраста ижорской свиты кембрия Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974б. N 1. С. 85—91.
- Янкаускас Т.В. Новые акритархи нижнего кембрия Прибалтики // Палеонтол. журн. 1975. N 1. С. 94—104.
- Янкаускас Т.В. Новые виды акритарх из нижнего кембрия Прибалтики // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1976. С. 187—192.
- Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии из рифейских отложений Южного Урала // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, N 1. С. 913—915.
- Янкаускас Т.В. Нижнерифейские микробиоты Южного Урала // Там же. 1979. Т. 247. N 6. С. 1465—1466.
- Янкаускас Т.В. К микрофитологической характеристике средне- и верхнекембрийских отложений северо-западной части Восточно-Европейской платформы // Изв. АН ЭССР. Геология. 1980а. Т. 29, N 9. С. 131—135.
- Янкаускас Т.В. Новые водоросли из верхнего рифея Южного Урала и Башкирского Приуралья // Палеонтол. журн. 1980б. N 4. С. 122—128.
- Янкаускас Т.В. Микрофоссилии рифея Южного Урала // Стратотип рифея. М.: Наука, 1982а. С. 84—121. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 368).
- Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия европейской части СССР и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1982б. 52 с.
- Янкаускас Т.В., Пашкявичене Л.Т. Микропалеонтологическая характеристика юлгаской пачки тремадока Эстонии // Изв. АН ЭССР. Химия. 1972. Т. 21, N 1. С. 92—93.
- Ярмизин О.В. О древнейших плейстоценовых оледенениях Волынского Полесья // XI конгр. ИНКВА: Тез. докл., Москва, 1982. М.: ВИНТИ, 1982. Т. 2. С. 357—358.
- Ярусное расчленение нижнего кембрия Сибири: Атлас окаменелостей. М.: Наука, 1983. 213 с.
- Ярусное расчленение нижнего кембрия: Стратиграфия. М.: Наука, 1984. 184 с.
- Ясаманов Н.А. Климатический тренд докембрия // Жизнь Земли: Землеведение и природ. ресурсы. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 77—81.
- Acenolaza F.G. The Tremadocian beds and the Cambrian-Ordovician boundary problems in Latin America // Pap. Symp. Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian boundaries. Nanjing, 1983. P. 88—93.
- Agrawal D.P., Bhatt D.K., Kusumgar S., Pant R.K. The Neogen Quaternary boundary in the India // Proc. Ind. Acad. Sci. 1981. Vol. 90, N 2. P. 111—123.
- Aguirre E., Pasini G. The Pliocene-Pleistocene boundary // Episodes. 1985. Vol. 8, N 2. P. 116—120.
- Albertsson K.J. K/Ar ages of Pliocene-Pleistocene glaciation in Iceland with special reference to the Tjörnes peninsula, northern Iceland: Ph. D. thesis. Cambridge, 1976. 266 p.
- An Tai Xiang. Study on the Cambrian conodonts from North and Northeast China // Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. Sect. B. 1982. Vol. 3. P. 113—159.
- An Tai Xiang, Du Gup Qing, Gao Qin Gin et al. Conodont biostratigraphy of the Ordovician System of Yichang, Hubei // Selected pap. First Convent. Micropaleontol. Soc. China. Beijing: Sci. press, 1981. P. 105—113.
- An Tai Xiang, Zhang Fang, Xiang Weida et al. The conodonts of North China and the adjacent regions. Beijing: Sci. press, 1983. 223 p.
- Apollonov M.K., Chugayeva M.N., Dubinina S.V. The Cambrian-Ordovician boundary in the Malyy Karatau Range, South Kazakhstan // Short pap. Second Intern. symp. Cambrian system, 1981. Golden, Colorado: U.S. Geol. Surv., 1981. P. 15—17. (Open-File Rep. US Geol. Surv.; N 81-743).
- Archangelsky S., Baldoni A., Gamero J.C. et al. Palinologia stratigrafica del Cretacico de Argentina Austral. Diagramas de grupos polinicos del suroeste de Chubut y Noroeste de Santa Cruz // VIII Congr. geol. Argent. San Luis (20—28 set., 1981). 1981. P. 709—742.
- Arias C., Azzaroli A., Bigazzi G., Bonadonna F.

- Magnetostratigraphy and Pliocene-Pleistocene boundary in Italy // *Quatern. Res.* 1985. Vol. 13. P. 65—74.
- Ascoli P. Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic Scotian shelf, Atlantic Canada // I Intern. symp. benthon foraminifera continent margins. 1976. Pt B: Paleontology and biostratigraphy: Maritime sediments. Spec. publ. P. 653—771.
- Awramik S.M. Precambrian columnar stromatolite diversity: Reflection of Metazoan appearance // *Science*. 1971. Vol. 174. N 4011. P. 825—827.
- Awramik S.M. Gunflint stromatolites: Microfossils distribution in relation to stromatolite morphology // *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 311—321.
- Awramik S.M., Barghoorn E.S. The Gunflint microbiota // *Precamb. Res.* 1977. Vol. 5, N 2. P. 121—142.
- Awramik S.M., Gebelein C.D., Cloud P. Biogeological relationships of ancient stromatolites and modern analogs // *Environmental biogeochemistry and microbiology*. Ann. Arbor: Sci. Publ., 1978. Vol. 1: The aquatic environment. P. 165—178.
- Awramik S.M., Golubic S., Barghoorn E.S. Blue-green algae cell degradation and its implication for the fossil record // *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Program*. 1972. Vol. 4, N 7. P. 438.
- Awramik S.M., Schopf J.W., Walter M.R. Filamentous fossil bacteria from the archaean of Western Australia // *Precamb. Res.* 1983. Vol. 20, N 2—4. P. 357—374.
- Awramik S.M., Semikhatov M.A. The relationship between morphology, microstructure and microbiota in three vertically intergrading stromatolites from the Gunflint iron formation // *Canad. J. Earth Sci.* 1979. Vol. 16, N 3. P. 484—495.
- Axelrod D.I. Role of volcanism in climate and evolution // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1981. Vol. 185. P. 1—59.
- Azzaroli A. The Villafranchian stage in Italy and Plio-Pleistocene Boundary // *G. geol.* 1977. Vol. 41, N 2. P. 61—79.
- Azzaroli A. Quaternary mammals and the End-Villafranchian dispersal events — a turning point in the history of Eurasia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1983. Vol. 44. P. 117—131.
- Azzaroli A., Napoleone G. Magnetostratigraphic investigation of the Upper Siwaliks near Pinjore, India // *Riv. ital. paleontol. e stratigr.* 1982. Vol. 87. P. 739—762.
- Backman J., Shackleton N.J. Quantitative biochronology of Pliocene and Early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific Oceans // *Mar. Micropaleontol.* 1983. Vol. 8. P. 141—170.
- Backman J., Shackleton N.J., Tauxe L. Quantitative nannofossil correlation to open ocean deep-sea section from Plio-Pleistocene boundary at Vrica, Italy // *Nature*. 1983. Vol. 304. P. 156—158.
- Barbieri F. Piacentian // *G. geol.* 1971. Vol. 37. P. 147—155.
- Barghoorn E.S. The oldest fossils // *Sci. Amer.* 1971. Vol. 224, N 5. P. 30—42.
- Barghoorn E.S., Schopf J.W. Microorganisms from the Late Precambrian of Central Australia // *Science*. 1965. Vol. 150, N 3694. P. 337—339.
- Barghoorn E.S., Tyler S.A. Microorganisms from the Gunflint chert. // *Ibid.* 1965. Vol. 147, N 3658. P. 563—577.
- Barnes C.R. Broom Point, Green Point and other sections in the Cow Head Group, Newfoundland // *Minutes of Calgary plenary session*, July 12—17, 1985. P. 23—27.
- Barone A., Fabbri A., Rossi S., Sartoni R. Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabria Arc // *Earth Evol. Sci.* 1982. Vol. 3. P. 207—221.
- Becker-Platen J.D., Benda L., Steffens P. Litho- und biostratigraphische Deutung radiometrischer Alterbestimmungen aus dem Jung-tertiär der Türkei // *Geol. Jb. B.* 1977. H. 25. S. 139—167.
- Ben A.G., Edwards A.R. A review of New Zealand Pleistocene stratigraphy with emphasis of the marine rocks // I Intern. colloq. Quatern. Stratigr. Asia and Pacif. Area: Programs and Abstr. Osaka: 1986. P. 6—9.
- Bengtson S. Aspects of problematic fossils in the early Palaeozoic: Abstr. Diss. Uppsala, 1977. 71 p.
- Bengtson S., Fletcher T.P. The oldest sequence skeletal fossils in Lower Cambrian of Southeastern Newfoundland // *Canad. J. Earth Sci.* 1983. Vol. 2, N 4. P. 525—536.
- Benson W.E., Sheridan R.E. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 44. 1005 p.
- Berner R.A. Bacterial processes effecting the precipitation of calcium carbonate in sediments // *Carbonate cements*. Baltimore: John Hopkins Univ. press, 1971. P. 247—251.
- Bernor R.L., Woodburne M.O., Van Couvering J.A. A contribution to the chronology of some Old World Miocene faunas based on hiparionine horses // *Geobios*. 1980. N 13, fasc. 5. P. 705—739.
- Bertrand-Sarfati J. Stromatolites colonnaires du Precambrien superieur, Sahara Nord-Occidental. Paris, 1972. 245 p. (CNRS. Ser. Geol.; N 14).
- Bertrand-Sarfati J. An attempt to classify Late Precambrian stromatolite microstructure // *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 251—261.
- Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A. Le groupe d'Achaïkar à l'Ouest du Timétrine (Mali): un témoin de l'aire sédimentaire cratonique saharienne au Précambrien supérieur // *C.r. Soc. géol. France*. 1978. Fasc. 2. P. 62—66.
- Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A. Evolution and environment conditions of the Conophyton-Jacutophyton associations in the Atar dolomite: (Upper Proterozoic, Mauritania) // *Precamb. Res.* 1985. Vol. 29, N 2. P. 207—234.
- Bertrand-Sarfati J., Trompette R. Use of stromatolites for intrabasinal correlation: An example from the Late Proterozoic of the northwestern margin of the Taoudeni basin // *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 518—522.
- Bertrand-Sarfati J., Walter M.R. Stromatolite biostratigraphy // *Precamb. Res.* 1981. Vol. 15, N 3. P. 353—371.
- Bidgood D.E.T., Harland W.B. Paleomagnetism in some east Greenland sedimentary rocks // *Nature*. 1961. Vol. 189, N 4765. P. 633—634.
- Bloeser B. Melanocyrtium, a new genus of structurally

- complex date Proterozoic microfossils from the Kwagunt formation (Chuar Group), Grand Canyon, Arizona // *J. Paleontol.* 1985. Vol. 59, N 3. P. 741—765.
- Bloesser B., Schopf J.W., Horodyski R.J., Bräder W.J.** Chitinozoans from the Late Precambrian Chuar Group of the Grand Canyon, Arizona // *Science*. 1977. Vol. 195. P. 676—679.
- Blow W.H.** Late-Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // *Proc. I Intern. conf. planktonic microfossils*. Geneva, 1969. Vol. 1. P. 199—422.
- Boellstorff J.** The Pliocene-Pleistocene boundary in the Central Great Plains, USA // *X INQUA congr.*: Abstr. Birmingham, 1977. P. 37.
- Bolli H.** Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B.W.I. // *US Nat. Mus. Bull.* 1957a. N 215. P. 155—172.
- Bolli H.** Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. // *Ibid.* 1957b. N 215. P. 97—123.
- Bolli H., Premoli Silva I.** Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea // *Edgar N.I., Saunders Y.B. et al.* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 15. P. 475—498.
- Bolli H.M., Ryan W.B.F. et al.** Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 40. 1079 p.
- Borsy Z., Felszerfalvi J., Szabo P.P.** Termoluminescence dating of several layers of the loess sequences at Paks and Mende, Hungary // *Acta geol. Acad. sci. hung.* 1979. Vol. 22, N 1/4. P. 451—461.
- Boucot A.J., Johnson J.G.** Silurian brachiopods // *Atlas of palaeobiogeography* // Ed. Hollam. Amsterdam: Elsevier. Sci. Publ. Company, 1973.
- Braga G., Biase R. de, Grünig, Proto Decima F.** Foraminiferi bentonici del Paleocene ed Eocene della sezione di Possagno // *Schweiz. Paläontol. Abh.* 1975. Bd. 97. S. 85—111.
- Brandt J., Johnson N.M., Johnson G.D. et al.** The magnetic polarity stratigraphy and age of the Siwalik group near Dhok-Pathan village, Potwar Plateau, Pakistan // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 41, N 3. P. 355—364.
- Brasier M.D.** Microfossils and small shelly fossils from the Lower Cambrian Hyolithes Limestone at Nuneaton, English Midlands // *Geol. Mag.* 1984. Vol. 121, N 3. P. 229—253.
- Brasier M.D., Hewitt R.A.** Environmental setting of fossiliferous rock from the uppermost proterozoic — Lower Cambrian of central England // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.* 1979. Vol. 27. P. 35—37.
- Brasier M.D., Hewitt R.A.** Faunal sequence within the Lower Cambrian "Non-Triobolite Zone" (S.L.) of central England and correlated regions // *Short pap. Second Intern. symp. Cambrian system*. 1981, Golden, Colorado. *US. Geol. Surv.*, 1981. P. 26—28. (Open-File Rep. US Geol. Surv.: N 81-743.
- Bratu E.** Microforaminifères calcaires du Lutetien et du Priabonien (le flysch de Sotrile — Carpathes Orientales): Distribution et correlations // *Mém. Inst. géol. et géophys.* 1985. Vol. 32. P. 1—47.
- Brenner G.J.** Middle Cretaceous floral provinces and early migrations of angiosperms // *Origin and early evolution of angiosperms*. N.Y.: Columbia Univ. press, 1976. P. 23—47.
- Brown F.H., Shuey R.T.** Magnetostratigraphy of the Shungura and Usno formations, Lower Omo Valley, Ethiopia // *Earliest man and environments in the Lake Rudolf basin*. Chicago: Univ. Chicago press, 1976. P. 64—78.
- Bruton D.L., Eidmann B.-D., Koch J.** The Naersnes section, Oslo region, Norway: A candidate for the Cambrian-Ordovician boundary stratotype at the base of the Tremadoc Series // *Nat. Mus. Wales, Geol. Ser.* 1982. N 3. P. 61—69.
- Burbank D.W., Johnson G.D.** Intermontane basin development in the past 4 Myr in the northwest Himalaya // *Nature*. 1982. Vol. 298, N 5873. P. 432—436.
- Burbank D.W., Johnson G.D.** The late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir Intermontane basin, northwestern Himalaya // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.* 1983. Vol. 43. P. 205—235.
- Burbank D.W., Reynolds R.G.H.** Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalayan foredeep // *Nature*. 1984. Vol. 311, N 5982. P. 114—118.
- Burckle L.H.** Cenozoic planktonic diatoms from the eastern equatorial Pacific // *Nova Hedwigia*. 1972. Beih. 39. S. 217—249.
- Burger D.** Palynology of Uppermost Jurassic and Lowermost Cretaceous strata in the Eastern Netherlands // *Leidse geol. meded.* 1966. Vol. 35. P. 209—276.
- Burman G.** Problematika aus Lausitree Grauwackenformation // *Geol. Jb. Dt.* 1968. Bd. 4. S. 387—423.
- Burman G.** Inkohlung und mechanische Devormation Abgehandelt am Erhaltungszustand organischer Microfossilien // *Ztschr. angew. Geol.* 1969. Bd. 15, N 7. S. 355—363.
- Burne R.V., Moore L.S.** Microbiolites: Organosedimentary deposits of benthic microbial communities // *Palaos*. 1987. Vol. 2, pt. 3. P. 241—254.
- Cati F., Boresetti A.M.** Cacareous nannoplankton biostratigraphy of the Vrica Section (Calabria, Southern Italy) // *G. geol.* 1981. Vol. 43, N 2. P. 365—384.
- Cavelier C., Pomerol C.** Echelle de correlation stratigraphique du Paléogène: Stratotypes, étages standards, biozones, chimizes et anomalies magnetiques // *Geol. France*. 1983. N 3. P. 261—262.
- Cecile M.P., Campbell F.H.A.** Regressive stromatolite reefs and associated facies, Middle Goulburn group (Lower Proterozoic), in Kilohigoen basin, N.W.T.: An example of environmental control on stromatolite form // *Bull. Canad. Petrol. Geol.* 1978. Vol. 26, N 2. P. 237—267.
- Cheetam A.H., Hazel J.E.** Binary (presence-absence) similarity coefficient // *J. Paleontol.* 1969. Vol. 43, pt 1, N 5. P. 1130—1136.
- Chen J., Zhang H., Xing Y., Ma G.** On the Upper Precambrian (Sinian Suberthem) in China // *Precambrian Res.* 1981. Vol. 15, N 3—4. P. 207—228.

- Chen Tun Yuan, Qian Yu Yan, Lin Yao Kun, Zhang Tun Ming. Study of Cambrian-Ordovician boundary strata and its biota in Dayangcha. Nanjing: Tiliu, 1985. 138 p.
- Chen Xu. The Silurian graptolite zonation of China // Canad. J. Earth Sci. 1984. Vol. 21, N 2. P. 241—257.
- Chiu Chan Siang, Li Chuan Kuei, Chiu Chu Ting. The Chinese Neogene — a preliminary review of the mammalian localities and faunas // Ann. Geol. Pays Hellen. Tome hors ser. 1979. Fasc. 1. P. 263—272.
- Chugaeva M.N., Apollonov M.K. The Cambrian-Ordovician boundary in the Batorybaisai Section, Malyy Karatau Range, Kazakhstan, USSR // Nat. Mus. Wales. Geol. Ser. 1982. N 3. P. 77—85.
- Chumakov N.M. Upper Proterozoic glaciogenic rocks and their stratigraphic significance // Precamb. Res. 1981. Vol. 15, N 6. P. 373—395.
- Chumakov N.M. Glacial events of the past and their geological significance // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. Vol. 51, N 1/4. P. 319—346.
- Chumakov N.M., Semikhatov M.A. Riphean and Vendian of the USSR // Precamb. Res. 1981. Vol. 15, N 3—4. P. 229—253.
- Cloud P. Beginnings of biospheric evolution and their biogeochemical consequences // Paleobiology. 1976. Vol. 2, N 4. P. 351—387.
- Cloud P., Glaessner M. The Ediacarian period and system: Metazoa inherit the Earth // Science. 1982. Vol. 217, N 4562. P. 783—792.
- Cloud P.E., Licari G.R. Microbiotas of the banded iron formations // Proc. Nat. Acad. Sci. US. 1968. Vol. 61, N 3. P. 774—786.
- Cloud P.E., Licari G.R., Wright L.A., Troxel B.W. Proterozoic eucaryotes from Eastern California // Ibid. 1968. Vol. 62, N 3. P. 623—630.
- Colalongo M.L. Cenozoone a foraminiferi e ostracodi nel Pliocene e basso Pleistocene della Serie del Santerno e dell'Appennino romagnolo // G. geol. 1968. Vol. 35, N 3. P. 29—61.
- Colalongo M.L., Pasini G. Ostracofauna della Sezione Vrica in Calabria (con considerazioni sul limite Neogene/Quaternario) // Boll. Soc. paleontol. ital. 1980. Vol. 19, N 1. P. 44—126.
- Colalongo M.L., Pasini G., Pelosio G. et al. A proposal on the Neogene/Quaternary boundary // Geogr. fis. e din. Quatern. 1982. Vol. 5. P. 59—61.
- Colalongo M.L., Pasini G., Sartoni S. Remarks on the Neogene/Quaternary boundary and the Vrica Section (Calabria, Italy) // Boll. Soc. paleontol. ital. 1981. Vol. 20, N 2. P. 99—120.
- Colalongo M.L., Sartoni S. Globigerina calabra nuova specie presso in limite Plio-Pleistocene della Sezione Vrica (Calabria) // G. geol. 1977. Vol. 42, N 1. P. 205—220.
- Colalongo M.L., Sartoni S. Schema biostratigrafico per il Pliocene in Italia // Contr. prel. realiz. Carta Neotettonica Ital. 1979. N 251. P. 645—654.
- Cook H.E., Taylor M.E. Early Paleozoic continental margin sedimentation, trilobite biofacies, and the thermocline, western United States // Geology. 1975. Vol. 3, N 10. P. 559—562.
- Cook H.E., Taylor M.E. Comparison of continental and shelf environment in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1977. N 25. P. 51—81.
- Couper R.A. British Mesozoic microspores and pollen grains: A systematic and stratigraphic study // Palaeontographica B. 1958. Bd. 103, N 4/6. S. 75—179.
- Courtesole R., Pillet T., Vizcaino D. Nouvelles données sur la biostratigraphie de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire: Revision des Taihungshaniidae, de Megistaspes (Ekeraspis) et d'Asaphopoides (Trilobites) // Mém. Soc. études sci. 1981. P. 32.
- Cowie J.W. Continuing work on the Precambrian-Cambrian boundary // Episodes. 1985. Vol. 8, N 2. P. 93—97.
- Cowie J.W., Bengtson S., Fritz W.H. et al. Visit to Precambrian-Cambrian boundary sections in China // Geol. Mag. 1981. Vol. 131, N 3. P. 221—227.
- Crawford A.R., Daily B. Probable nonsynchronicity of Late Precambrian glaciations // Nature. 1971. Vol. 230, N 5289. P. 111—112.
- Cramer F.H., Diez de Cramer M. Acritarchs from the upper middle Cambrian Oville formation of Leon, Northwestern Spain // Rev. esp. micropaleont. 1972. Numero Extraordinario. P. 39—50.
- Crowell J.C. The significance of glaciation in Precambrian correlation // Корреляция докембрия. М.: Hayka, 1977. Т. 1. С. 115—131.
- Crowell J.C. Ice ages recorded on Gondwanan continents // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1983. Vol. 86. P. 238—261.
- Deflandre G. Palaeocryptidium n.g. cageuxi n. sp. Microorganismes inc. sed. des Phytanites Brioveriens Bretons // C.r. Soc. géol. France. 1955. N 9/10. P. 182—185.
- Deflandre G. Albaillella gen. nov. radiolare fossile du carbonifère inférieur, type d'une lignée aberrante éteinte // C.r. Acad. sci. D. 1958. Vol. 234, N 8. P. 942—944.
- Deflandre G. A propos de développement des recherches sur les radiolaires fossiles // Rev. micropaleont. 1960. T. 2, N 4. P. 212—218.
- Deflandre G. Pylentonema nouveau genre de radiolare du Viséen: Sphaerellaire ou nassellaire? // C.r. Acad. sci. D. 1963. Vol. 257, N 25. P. 39—84.
- Deflandre G. Sur l'existence, des le Precambrien, d'acritarhes, du type Acanthomorphitae. Eomicrystidium nov. gen. typification du genre Palaeocryptidium Defl. 1955. P., 1968. 266 p.
- Deflandre G. Remarques complémentaires sur la morphologie et la nomenclature de quelques genres de radiolaires du Paléozoïque // C.r. Acad. sci. D. 1972. Vol. 275, N 1. P. 13—16.
- Deflandre G. Observations et remarques sur les radiolaires sphaerellaires du Paléozoïque à propos d'une nouvelle espèce viséenne, du genre Formaniella Defl., parfait intermédiaire les periaxoplastidies et les pylentonemides // Ibid. 1973. Vol. 276, N 7. P. 289—293.
- De Giulio C., Ficcarelli G., Mazza P., Torre D. Confronto tra successione marine e continentale del Pliocene e Pleistocene inferiore in Italia e nell'area mediterranea // Boll. Soc. paleontol. ital. 1983. Vol. 22, N 3. P. 323—328.
- Derby J.R. Great progress but no decision by

- the Cambrian-Ordovician boundary committee // *Palaios*. 1986. Vol. 1, N 1. P. 98—103.
- De Terra H., Paterson T.T. Studies on the ice age in India and associated human cultures. Wash. (D.C.), 1939. 354 p.
- Deunff J. Un microplancton a hystrichospheres dans le Tremadoc du Sahara // *Rev. micropaleontol.* 1961. Vol. 4, N 1. P. 37—52.
- Deynoux M., Trompette R., Clauer N., Sougy J. Upper Precambrian and Lowermost Palaeozoic correlations in West Africa and in the western part of Central Africa: Probable diachronism of the Late Precambrian tillite // *Geol. Rdsch.* 1978. Bd. 67. S. 613—615.
- Diver W.L., Peat C.J. On the interpretation and classification of Precambrian organic-walled microfossils // *Geology*. 1979. Vol. 7, N 8. P. 401—404.
- Dobruskina I.A. Triassic conifers as the basis for stratigraphical correlation // *Geobios*. 1984. N 17, fasc. 6. P. 861—863.
- Doderlein P. Note illustrative della Carta geologica del Modenese e del Reggiano. Caddi; Modena, 1872. 74 p.
- Donnelly T., Francheteau J. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979. Vol. 51/53. 718 p.
- Dörhöfer G. Palynologie und stratigraphic der Bückeberg-Formation (Berriasium-Valanginium) in der Hilsmulde (NW-Deutschland) // *Geol. Jb. A*. 1977. Bd. 42. S. 3—122.
- Dörhöfer G., Norris G. Discrimination and correlation of highest Jurassic and lowest Cretaceous terrestrial palynofloras in North-West Europe // *Palynology*. 1977. Vol. 1. P. 79—93.
- Dow D.B. Evidence of a Late Pre-Cambrian glaciation in the Kimberley Region of Western Australia // *Geol. Mag.* 1965. Vol. 102, N 5. P. 407—414.
- Downie C. So-called spores from the Torridonian: Report of demonstration // *Proc. Geol. Soc. London*. 1962. N 1600. P. 127—128.
- Downie C. Lower Cambrian acritarchs from Scotland, Norway, Greenland and Canada // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 1982. Vol. 72, N 4. P. 257—285.
- Downie C., Evitt W.R., Sarjeant W.A.S. Dinoflagellates, hystrochosphaeres and the classification of the acritarchs // *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.* 1963. Vol. 7, N 3. P. 3—16.
- Doyle J.A. Palynological evidence for Berriasian age Basal Potomac group sediments, Crisfield Well, Eastern Maryland // *Pollen et spores*. 1983. Vol. 25, N 3/4. P. 499—530.
- Doyle J.A., Biens P., Doerencamp A., Jardine S. Angiosperm pollen from the pre-Albian Lower Cretaceous of Equatorial Africa // *Bull. Centr. rech. explor. prod. Elf-Aquitane*. 1977. Vol. 1, N 2. P. 451—473.
- Doyle J.A., Jardine S., Doerencamp A. Afropollis, a new genus of early angiosperm pollen, with notes on the Cretaceous palynostratigraphy and paleoenvironments of Northern Gondwana // *Ibid.* 1982. Vol. 6, N 1. P. 39—117.
- Doyle J.A., Robbins E.I. Angiosperma pollen zonation of the continental Cretaceous of the Atlantic Coastal Plain and its application to deep wells in the Salisbury Embayment // *Palynology*. 1977. Vol. 1. P. 43—78.
- Drewry G.E., Ramsay A.T.S., Smith A.G. Climatically controlled sediments, the geomagnetic field and trade wind belts in Phanerozoic time // *J. Geol.* 1974. Vol. 82. P. 631—653.
- Druce E.C. Correlation of the Cambrian-Ordovician boundary in Australia // *Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Austral.* 1978. Vol. 192. P. 49—60.
- Druce E.C., Shergold J.H., Radke B.M. A reassessment of the Cambrian-Ordovician boundary section at Black Mountain, western Queensland, Australia // *Nat. Mus. Wales. Geol. Ser.* 1982, N 3. P. 193—211.
- Durante M.V. Existence of an upper Permian mixed Cathaysio-angarian flora in Nanshan (North China) // *Geobios*. 1983. N 16, fasc. 2. P. 241—242.
- Edhorn A.S. Further investigations of fossils from the Animikie, Thunder Bay, Ontario // *Proc. Geol. Assoc. Canada*. 1973. Vol. 25. P. 37—67.
- Eisenack A. Microfossilien aus Phosphoriten des Samlandischek Uteropligozaus und Einheitlichkeit der Hystrichosphaeriden // *Palaeontographica A*. 1954. Bd. 105, N 3/6. S. 49—95.
- Eisenack A. Microfossilien aus dem Ordovirium des Baltikums L. Markasitschicht, Dictyonema-Schiefer, Glaukonitsand, Glaukonit Kalk // *Senckenberg. Iethaea*. 1958. Bd. 39, N 3/6. S. 389—404.
- Eisenack A. Mitteilungen über Leiosphären und über das Pylombe Hystrichosphaären // *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abn.* 1962. Bd. 114, N 1. S. 58—80.
- Eisenack A. Hystrichosphären // *Biol. Rev. Cambridge Philos. Soc.* 1963. Vol. 38, N 1. P. 107—139.
- Emiliani C. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P 6304—8 and P 6304—9, and generalized temperature curve for the past 425000 years // *J. Geol.* 1966. Vol. 4. P. 109—126.
- Emiliani C. Quaternary paleotemperatures and the duration of the hing-temperature intervals // *Science*. 1972. Vol. 178, N 4060. P. 398—401.
- Erdmann B.-D. Palaeobiogeography and environments of planctonic dyctionemid graptolites during the earliest Ordovician // *Nat. Mus. Wales. Geol. Ser.* 1982. N 3. P. 9—27.
- Erdtmann B.-D. Preliminary report on graptolite biostratigraphy of four Cambro-Ordovician boundary section (incl. stratotype candidates, Cow Head Group, Western Newfoundland // *Ordovician News*. 1985. N 3. P. 13—16.
- Erdtmann B.-D., Miller J.F. Eustatic control of litofacies and biofacies changes near the base of the Tremadocian // *Short pap. Second Intern. symp. Cambrian system*, 1981. Golden, Colorado: U.S. Geol. Surv., 1981. P. 78—81. (Oper-File Rep. US Geol. Surv.; N 81-743).
- Erkmen U., Bozdogan N. Cambrian acritarchs from the Sosink formation in Southeast Turkey // *Rev. esp. micropaleontol.* 1981. Vol. 13, N 1. P. 47—60.
- Espitalie J., Sigal J. Contribution à l'étude des foraminifères du Jurassique supérieur et du Neocomien du bassin de Majunga (Madagascar) // *Ann. géol. Madagascar*. 1963. N 32. P. 1—100.
- Evitt W.R. Observations on the morphology of

- fossil dinoflagellates // *Micropaleontology*. 1961. Vol. 7, N 4. P. 385—420.
- Evitt W.R. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichosphaeres and acritarchs // *Proc. Nat. Acad. Sci. US*. 1963. Vol. 49, N 2. P. 158—164; N 3. P. 298—302.
- Fairchild T.R., Barbour A.P., Haralvi N.L.E. Microfossils in the "Eopaleozoic" Jacuipitinga Group at urucum, Mato Grosso, South-West Brazil // *Bol. Inst. geoc. Geol.* 1978. Vol. 9. P. 74—79.
- Fink J., Kukla G.J. Pleistocene climates in Central Europe: At least 17 interglacials after the Olduvai event // *Quatern. Res.* 1977. Vol. 7. P. 363—371.
- Fleisher R.L. Oligocene planktonic foraminiferal biostratigraphy, Central North Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 32. P. 753—763.
- Fombella M.A. Acritarcas de edad cambrico medio inferior de La provincia de Leon, Espana // *Rev. ssp. micropaleontol.* 1977. Vol. 9, N 1. P. 115—124.
- Fombella M.A. Acritarcas de la Formacion Ovillo, edad Cambrico medio-Tremadoc, provincia de Leon, Espana // *Palinologia*, 1978. Vol. 1. P. 245—262.
- Fombella M.A. Determinacion palionogica del Tremadoc en la localidad de Verbiago, provincia de Leon, No de Espania // *Rev. esp. micropaleontol.* 1982. Vol. 14, N 1/3. P. 13—22.
- Forsten A. A sequence of some Chinese Ruscinian-Villafranchian mammal faunas as determined on the basis of their fossil horses // *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh.* 1984. Bd. 9. S. 549—559.
- Fortey R.A., Holdworth B.K. The oldest well-preserved radiolaria // *Boll. Soc. paleontol. ital.* 1972. Vol. 10, N 1. P. 35—41.
- Fortey R.A., Landing E., Skevington D. Cambrian-Ordovician boundary sections in the Cow Head Group, western Newfoundland // *Nat. Mus. Wales. Geol. Ser.* 1982. N 3. P. 95—129.
- Frakes L.A. Climates throughout geologic time. Amsterdam: Elsevier, 1979. 310 p.
- Funnel B.M. Response of early North Sea faunas to environmental change // IX Congr. INQUA: Abstr. Christchurch, 1973. P. 109—110.
- Garrett P. Phanerozoic stromatolite: Noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals // *Science*. 1970. Vol. 169, N 3941. P. 171—173.
- Gebelein C.D. Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algae stromatolites // *J. Sediment. Petrol.* 1969. Vol. 39, N 1. P. 49—69.
- Gebelein C.D. Biological control of stromatolite microstructure: Implications for Precambrian time stratigraphy // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274, N 6. P. 575—598.
- Gebelein C.D. Open marine subtidal and intertidal stromatolites: (Florida, the Bahamas and Bermuda) // *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976a. P. 381—389.
- Gebelein C.D. The effects of the physical, chemical and biological evolution of the Earth // *Ibid.* 1976b. P. 499—517.
- Gebelein C.D., Hoffman P.F. Algal origin of dolomite laminations of stromatolitic limestone // *J. Sediment. Petrol.* 1973. Vol. 43, N 4. P. 603—613.
- Ghenea C. Stage of the researches concerning the Pliocene-Pleistocene boundary in Romania, Bulgaria and Greece // *G. geol.* 1977. Vol. 41, N 1/2. P. 187—201.
- Ghenea C. Remarks on the Pliocene/Lower Pleistocene stratigraphy in Romania // *Neogene/Quaternary boundary field conf.*, India, 1979; *Proc. Calcutta*, 1981. P. 49—54.
- Ghenea C., Andreescu J., Bandrabur T. et al. Bio-magnetostatigraphic correlation on the Pliocene and Lower Pleistocene formations of the Dacik basin and Brasov depression: (East Carpathians) // *D.S. Inst. Geol. Geophys.* 1982. Vol. 65, N 2. P. 139—156.
- Gignoux M. Les formations marines pliocenes et quaternaries de l'Italie du Sud et de la Sicile // *Ann. Univ. Lyon. N.S.* 1913. Vol. 1, N 36. P. 1—633.
- Ginsburg R.M. Ancient analogues of recent stromatolites // *Proc. XXVI Intern. geol. Congr. Copenhagen*, 1960. Sect. 22. P. 26—35.
- Girdler R.W. The paleomagnetic latitudes of possible ancient glaciations // *Problems in paleoclimatology*. L. etc.: Intersci. Publ., 1964. P. 115—118.
- Golubic S. The relationship between blue-green algae and carbonate deposits // *The biology of blue-green algae* / Ed. W.G. Carr, B.A. Whitton. Oxford: Blackwell, 1973. P. 434—472.
- Golubic S. Organisms that build stromatolites // *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 113—127.
- Golubic S., Barghoorn E.S. Interpretation of microbial fossils with special reference to the Precambrian // *Fossil algae* / Ed. E. Flügel. B.; N.Y.: Springer, 1977. P. 1—14.
- Golubic S., Focke J.W. Phormidium hendersonii Howe: Identity and significance of a modern stromatolite building microorganisms // *J. Sediment. Petrol.* 1978. Vol. 48, N 3. P. 751—764.
- Golubic S., Hofmann N.J. Comparison of holocene and mid-precambrian Entrophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: Cell division and degradation // *J. Paleontol.* 1976. Vol. 50, N 6. P. 1074—1082.
- Gordon W. Biogeography of Jurassic foraminifera // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81, N 6. P. 1689—1704.
- Gradstein F.M. Biostratigraphy and biogeography of Jurassic grand banks foraminifera // *Maritime Sediments Spec. Publ.* 1976. Vol. 2, N 1. P. 557—583.
- Grauvogel-Stamm L. La flore du gres a Voltzia (Buntsandstein superior) des Vosges du Nord (France) // *Mem. geol.* 1978. N 50. P. 1—213.
- Grauvogel-Stamm L., Douringer P. Annalepis zeilleryi Fliche 1910 emend., un organe veproducteur de Lycophyte de la Lettenkohle de l'Est de la France. Morphologie, spores in situ et paleoecologie // *Geol. Rdsh.* 1983. Bd. 72, N 1. S. 23—51.
- Grey H. Biostratigraphy studies of stromatolites from the Proterozoic Eoraheedy group, Nabberu basin, Western Australia // *Bull. Geol. Surv. West. Austral.* 1984. N 130. P. 1—58.
- Grey K. Aspects of Proterozoic stromatolite bio-

- stratigraphy in Western Australia // *Precamb. Res.* 1982. Vol. 18, N 2. P. 347—365.
- Grey K., Thorne A.M. Biostratigraphys significance of stromatolites in upward shallowing sequences of the Early Proterozoic Duck Creek dolomite, Western Australia // *Ibid.* 1985. Vol. 29, N 2. P. 183—206.
- Groiss J.Th. Feinstratigraphische, ökologische und biogeographische Untersuchungen der Foraminiferen-Faunen im Oxford der Franken-Alb // *Erlang. geol. Abh.* 1970. H. 81. S. 1—83.
- Groot J.J., Groot C.R. Plant microfossils from Aptian, Albian and Cenomanian deposits of Portugal // *Com. Serv. Geol. Portugal.* 1962. Vol. 46. P. 133—176.
- Grünig A. Systematical description of Eocene benthic foraminifera of Possagno (Northern Italy), Sansoain (Northern Spain) and Biarritz (Aquitaine, France) // *Mém. Inst. geol. et miner. Univ. Padova*, 1985. Vol. 37. P. 251—302.
- Grünig A., Herb R. Paleoecology of Late Eocene benthonic foraminifera from Possagno (Treviso — Northern Italy) // *Cushman Found. Spec. Publ.* 1980. N 18. P. 65—85.
- Guide book: Meeting of the INQUA Subcommittee on Mediterranean and Black Sea shortlines (Pisa, Purgugia, Tarquinia). Pisa: Univ. Felici, 1975. 35 p.
- Guyader J. Le Jurassique superieur de labae de la Seine: Etude stratigraphique et micropaleontologique: Theses de docteur. P., 1968. 269 p.
- Habicht Y.K.A. Paleoclimate, palaeomagnetism and continental drift // *Amer. Assoc. Penn. Geol. Stud. Geol.* 1979. N 9. P. 1—30.
- Hagn H. Geologische und Paläontologische Untersuchungen im Tettriäs des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober—Italien) // *Palaeontographica. A.* 1956. Abt. Bd. 107. S. 67—210.
- Hambrey M.J., Harland W.B. The Late Proterozoic glacial era // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.* 1985. Vol. 51, N 1/4. P. 255—272.
- Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge etc.: Cambridge Univ. press, 1981. 1004 p.
- Hantken M. Die Fauna der Glavuline szaboi Schichten. 1. Foraminiferen // *Mitt. Jb. K. Ungarn. Geol. Aust.* 1875. Bd. 4. S. 1—93.
- Hardie L.A. Sedimentation on the modern carbonates tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. Baltimore: John Hopkins Univ. press, 1977. 202 p.
- Harland W.B. Critical evidence for a great infra-cambrian glaciation // *Geol. Rdsh.* 1965. Bd. 1. S. 45—61.
- Harland W.B. The Proterozoic glacial record // *Proterozoic geol.: Pap. Intern. Proterozoic symp., Madison, Wis., May 18—21, 1981.* Boulder, 1983. P. 279—288.
- Harland W.B., Bidgood B.E.T. Palaeomagnetism in some Norwegian sparagmites and late Precambrian ice age // *Nature.* 1960. Vol. 184. P. 1860—1862.
- Harrington H.J., Leanza A.F. Ordovocoan trilobites of Argentina. Lawrence (Kanz.): Univ. Kanz. press, 1957. 276 p. (Spec. Publ. Univ. Kans.; Vol. 1).
- Havlena V. The Namurian of Upper Silesia: Floral breaks, lithological variations and the mid-Carboniferous boundary problem // *Subcommission of Carboniferous stratigraphy: Palaeobotanical contributions.* Leeds, 1982. P. 112—119.
- Hay R.L. Geology of the Olduvai Gorge. Berkeley: Univ. Cal. press, 1976. 203 p.
- Heiman M. Oligocene to Quaternary foraminifers from the Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project, Leg 59 // Kroenke L., Scott R. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling, Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1980, Vol. 59. P. 567—579.
- Heints E., Brunet M. Une barriere geographique entre le Suus-continent indien et l'Eurasie occidentale pour les faunes continentales du Niocene superieur // *C.r. Acad. sci. B.* 1982. Vol. 294. P. 477—480.
- Heller F., Liu Tung Sheng. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China // *Nature.* 1982. Vol. 300, N 5891. P. 431—433.
- Henningamoen G. The trilobite family. Oslo, 1957. 303 p.
- Henningmoen G. The Cambrian-Ordovician boundary // *Lethaia.* 1973. Vol. 6. P. 423—439.
- Herngreen G.F.W. Palynology of Albian-Cenomanian strata of borehole 1-OS-1-MA, State of Marianhao, Brazil // *Pollen et spores.* 1973. Vol. 15. P. 515—555.
- Herngreen G.F.W. Middle Cretaceous palynomorphs from Northeastern // *Bull. Sci. Geol.* 1974. Vol. 27, N 1/2. P. 101—116.
- Herngreen G.F.W. Palynology of Middle and Upper Cretaceous strata in Brasil // *Meded. Rijks geol. dienst. N.S.* 1975. Vol. 26, N 3. P. 39—91.
- Herngreen G.F.W., Chlonova A.F. Cretaceous microfloral provinces // *Pollen et spores.* 1981. Vol. 23, N 3/4. P. 441—555.
- Herngreen G.F.W., Hoeken-Klinkenberg P.M.J. van, Boer K.F. Some remarks on selected palynomorphs near the Jurassic-Cretaceous boundary in the Netherlands // *Proc. IV Intern. palynol. conf., Lucknov, India.* 1980. Lucknov, 1980. N 2. P. 357—367.
- Hoffman P.F. Algal stromatolites: Use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination // *Science.* 1967. Vol. 157, N 3792. P. 1043—1045.
- Hoffman P.F. Recent and ancient algal stromatolites: seventy years of pedagogic cross pollination // *Evolving concepts in sedimentology* // Ed. R.N. Ginsburg. Baltimore: John Hopkins Univ. press, 1973. P. 178—191.
- Hofmann H.J. Stromatolites: Characteristics and utility // *Earth-Sci. Rev.* 1973. Vol. 9, N 4. P. 339—373.
- Hofman P.F., Logan B.W., Gebelein C.D. Algal mats, cryptalgae fabrics and structures, Homelin Pool, Western Australia // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972. Vol. 56, N 7. P. 628.
- Hofmann H.J. Stratiform Precambrian stromatolites, Belcher Islands, Canada: Relations between microfossils and microstructure // *Amer. J. Sci.* 1975. Vol. 275, N 10. P. 1121—1132.
- Hofmann H.J. Precambrian microflora, Belcher Islands,

- Canada, significance and systematics // J. Paleontol. 1976. Vol. 50, N 6. P. 1040—1073.
- Hofmann H.J. On Aphebian stromatolites and Riphean stromatolite stratigraphy // Precamb. Res. 1977. Vol. 5, N 2. P. 175—205.
- Hofmann H.J., Jackson G.D. Precambrian (Aphebian) microfossils from Belher Islands, Hudson Bay // Canad. J. Earth Sci. 1969. Vol. 6. P. 1137—1144.
- Hofmann H.J., Jinbiao C. Carbonaceous megafossils from the Precambrian (1800 Mm) near Jixian, Northern China // Ibid. 1981. Vol. 18, N 3. P. 443—447.
- Hofmann H.J., Schopf J.W. Early Proterozoic microfossils // Earth's earliest biosphere: Its origin evolution Princeton (N.J.): Princeton Univ. press, 1983. P. 321—360.
- Holdworth B.K. Namurian radiolaria of the genus *Ceratoikiscus* from Staffordshire and Derbyshire, England // Micropaleontology. 1969. Vol. 15, N 2. P. 221—229.
- Holdworth B.K. The radiolaria of the Baltalimani formation, Lower Carboniferous, Istanbul // Paleozoic of Istanbul. Istanbul, 1973. P. 117—134. (Ege Univ. Fen Fac. Kitaplar Ser.; N 40).
- Horodyski R.J. Recent calcareous stromatolites from Laguna Mormona (Baja California), Mexico // Sediment. Petrol. 1975. Vol. 45, N 4. P. 894—906.
- Horodyski R.J. Stromatolites from the Middle Proterozoic Altyn dike, Belt supergroup, Glacier National Park, Montana // Stromatolites. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 585—597.
- Horodyski R.J. Environmental influences of columnar stromatolite branching pattern: Examples from the Middle Proterozoic Belt supergroup, Glacier National Park, Montana // J. Paleontol. 1977a. Vol. 51, N 6. P. 661—671.
- Horodyski R.J. Lingbia mats at Laguna (Mormona, Baja California, Mexico: Comparison with Proterozoic stromatolites // J. Sediment. Petrol. 1977b. Vol. 47, N 3. P. 1305—1320.
- Horodyski R.J., Donaldson J.A. Microfossils from the middle Proterozoic Dismal lakes group, Arctic Canada // Precamb. Res. 1980. Vol. 11, N 2. P. 125—159.
- Horowitz A. The Quaternary of Israel. N.Y.; San Francisco: Acad. press, 1979.
- Horowitz A., Gat J.R. Floral and isotopic indications for possible summer rains in Israel during wetter climates // Pollen et spores. 1984. Vol. 26, N 11. P. 61—68.
- Hubbard J.A.E.B. Stromatolitic fabric: A petrographic model // Proc. XXIV Intern. geol. congr. Montreal, 1972. Vol. 7. P. 121—155.
- Hughes N.F. Paleo-succession of earliest angiosperm evolution // Bot. Rev. 1977. Vol. 43, N 1. P. 105—127.
- Hughes N.F., Drewry F.E., Laing J.F. Barremian earliest angiosperm pollen // Palaeontology. 1979. Vol. 22, pt 3. P. 513—535.
- Hughes N.F., Moody-Stuart J. A method of stratigraphic correlation using early Cretaceous microspheres // Ibid. 1969. Vol. 12, pt 1. P. 277—289.
- Hunt B.C. The effects of past variations of the Earth's rotation rate on climate // Nature. 1979. Vol. 281, N 5728. P. 188—191.
- Hussian S.T., Munthe J., Shan S.M.I. et al. Neogene stratigraphy and fossil vertebrates of the Daud Khel area, Mianwali district, Pakistan // Mem. Geol. Surv. Pakistan. 1979. Vol. 13. P. 1—17.
- International symposium on Late Precambrian geology. Tianjin, 1983. 120 p.
- Isotta C.A., Rocha-Campos A.C., Yoshida R. Striated pavement of the Upper Precambrian glaciation in Brazil // Nature. 1969. Vol. 222. P. 466—468.
- Iihara M., Kamei T., Yoshikawa S., Nasu T. Late Neogene and Quaternary stratigraphy of Kinki district, Japan // Proc. I Intern. colloq. Quatern. stratigr. of Asia and Pacific Area. Osaka, 1987. P. 74—83.
- Jaanusson V. Ordovician // Treatise on invertebrate paleontology. Lawrence, Kansas: Univ. Kansas press, 1979. Vol. A. P. A136—A166.
- Jagielska L. Microflora w utworach eo kambry i dolnego kambry wschodniej Polski // Kwart. geol. 1966. Vol. 10, N 2. S. 251—262.
- Jardine S., Combac A., Magloire L. et al. Distribution stratigraphique des Acritarches dans le Paleozoique du Sahara Algerien // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1974. Vol. 18, N 1/2. P. 99—129.
- Jardine S., Magloire L. Palynologie et stratigraphie du Cretace des bassins du Senegal et de Cote d'Ivoire // Mém. Bur. rech. geol. et minières. 1965. N 32. P. 187—245.
- Javor B.J., Castenholz R.W. Luminated microbial mats, Laguna Guerrero Negro, Mexico // Geomicrobiol. J. 1981. Vol. 2, N 3. P. 237—273.
- Jenkins D.G. Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the South-Western Pacific and Tasman Sea — DSDP, Leg 29 // Initial. reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 29. P. 449—467.
- Jenkins D.G., Orr W.N. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Eastern Equatorial Pacific, Leg 9 // Initial. reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1972. Vol. 9. P. 1059—1193.
- Johnson G.D., Opdyke N.D., Tandon S.K., Nanda A.C. The magnetic polarity stratigraphy of the Siwalik group at Haritalyangar (India) and a new last appearance datum for Ramapithecus and Sivapithecus in Asia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983. Vol. 44, N 3. P. 223—249.
- Jones P.T., Shergold J.H., Druce E.C. Late Cambrian and Early Ordovician stages in western Queensland // J. Geol. Soc. Austral. 1971. Vol. 18, N 1. P. 1—32.
- Kaljo D., Borovko N., Heinsalu H. et al. The Cambrian-Ordovician boundary in the Baltic-Ladoga clint area (North Estonia and Leningrad region, USSR) // Proc. Acad. Sci. Est. SSR. Geology. 1986. Vol. 35, N 3. P. 97—108.
- Kamei T., Otsuka H. The Plio-Pleistocene stratigraphy of Japan in relation to Proboscidean evolution // Proc. Field Conf. Neogene/Quaternary boundary, India, 1979. Calcutta, 1981. P. 83—88.
- Kemp E. Aptian and Albian miospores from Southern England // Palaeontographica B. 1970. Bd. 131, N 1/4. S. 73—143.
- Kendall C.G., Skipwith P.A. Recent algal mats of a Persian Gulf lagoon // J. Sediment. Petrol. 1968. Vol. 38, N 4. P. 1040—1058.

- Kennett J.P. Marine geology. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1982. 752 p.
- Kimura T. Mesozoic floras of East and Southern Asia, with a short note on the Cenozoic floras of Southeast Asia and China // *Geology and palaeontology of Southeast Asia*. Tokyo, 1984. Vol. 25. P. 325—350.
- Knoll A.H. Microbiota of the Late Precambrian Hunnberg formation, Nordaustlandes, Svalbard // *J. Paleontol.* 1984. Vol. 58, N 1. P. 131—162.
- Knoll A.H., Awramik S.H. Ancient microbial ecosystems // *Microbial geochemistry* / Ed. W.E. Krumbein. Oxford: Blackwell, 1984. P. 287—315.
- Knoll A.H., Barghoorn E.S. Precambrian eucariotic organisms: A reassessment of the evidence // *Science*. 1975. Vol. 190, N 4309. P. 52—54.
- Knoll A.H., Barghoorn E.S., Awramik S.W. New microorganisms from the Aphebian gulfint iron formation, Ontario // *J. Paleontol.* 1978. Vol. 52, N 5. P. 976—992.
- Knoll A.H., Calder S. Microbiotas of the late Precambrian Ryssö formation, Nord austlandet, Svalbard // *Palaeontology*. 1983. Vol. 26. P. 467—496.
- Knoll A.H., Golubic S. Anatomy and tamphonomy of a Precambrian algal stromatolite // *Precamb. Res.* 1979. Vol. 10, N 1/2. P. 115—151.
- Kojumdzieva E.I., Nikolov I.M., Mein P. Les associations de grands Mammifères du Miocene superieur en Bulgarie et leur correlation avec l'echelle regionale de la Paratethys // *Докл. Болг. Акад. Hayk.* 1984. T. 37, N 3. C. 341—343.
- Konzalova M. Acritarchs from the Bohemian Precambrian (Upper Proterozoic) and Lower-Middle Cambrian // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1974. Vol. 18. P. 41—56.
- Kotova I.Z. Palynological study of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments, Site 511, Deep Sea Drilling Project, Leg 71 (Falkland Plateau) // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1983. Vol. 71. P. 879—906.
- Krasheninnikov V.A. Cenozoic foraminifera // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1971. Vol. 6. P. 1055—1068.
- Krasheninnikov V.A. Stratigraphy and planktonic foraminifera of Cenozoic deposits of the Bay of Biscay and Rockall Plateau (Atlantic Ocean), DSDP, Leg 48 // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979. Vol. 48. P. 431—450.
- Krasheninnikov V.A. Paleogene planktonic foraminifera from Deep Sea Drilling Project Leg 62 Sites and adjacent areas of the Northwest Pacific // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 62. P. 365—376.
- Krasheninnikov V.A. The Kuban River sequence (USSR, North Caucasus) // *Terminal Eocene events*. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 137—139.
- Krasheninnikov V.A., Basov V.A. Stratigraphy of cretaceous sediments of the Falkland Plateau based on planktonic foraminifera, Deep Sea Drilling Project, Leg 71 // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1983. Vol. 71, pt 2. P. 789—820.
- Krasheninnikov V.A., Grigorian S.M., Martirosian Yu.A. et al. Section Landzhar (USSR, South Armenia) // *Terminal Eocene events*. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 133—136.
- Krasheninnikov V.A., Pflaumann U. Zonal stratigraphy and planktonic foraminifera of Paleogene deposits of the Atlantic Ocean to the west off Africa (DSDP, Leg 41) // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 41. P. 581—611.
- Kretzoi M. Die Raubtiere der Hipparionfauna von Polgardi // *Jb. Ungarn. Geol. Anstalt*. 1952. Bd. 40, Fasc. 3. S. 5—42.
- Kretzoi M., Pecsli M. Pleistocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin // *Acta geol. Acad. sci. hung.* 1979. Vol. 22, N 1/4. P. 3—33.
- Krumbein W.E. Algal mats and their lithification // *Environmental biogeochemistry and geomicrobiology* / Ed. W.E. Krumbein. Ann Arbor: Sci. Publ., 1978. Vol. 1. P. 209—225.
- Krumbein W.E. Calcification by bacteria and algae // *Biogeochemical cycling of mineral forming elements* / Ed. P.H. Trudinger, D.J. Swaine. Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 47—68.
- Krumbein W.E., Kohen Y. Primary production, mat formation and lithification: Contribution of oxygenic and facultative anoxygenic cyanobacteria // *Fossil algae* / Ed. E. Flügel. B.; N.Y.: Springer, 1977. P. 37—56.
- Krylov J.N. Approaches to the classification of stromatolites // *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 31—45.
- Kukla J. Correlation between loesses and deep-sea sediments // *Geol. fören. Stockholm förhandl.* 1970. Vol. 92. P. 148—180.
- Kukla G. The classical European glacial stages: Correlation with deep-sea sediments // *Trans. Neb. Acad. Sci.* 1978. Vol. 6. P. 57—93.
- Lai Cai Gen. The Tremadoc series of Chins // *Austral. J. Earth Sci.* 1984. Vol. 31. P. 1—6.
- Lancelot J., Siebold E. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 41. 1259 p.
- Lancelot J., Winterer E. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1980. Vol. 50. 868 p.
- Landing E. Early Ordovician (Arenigian) conodont and graptolite biostratigraphy of the Taconic allochthon, eastern New York // *J. Paleontol.* 1976. Vol. 50, N 4. P. 614—646.
- Landing E. Highgate Gorge: Upper Cambrian and Lower Ordovician continental slope deposition and biostratigraphy, northwestern Vermont // *Ibid.* 1983. Vol. 57, N 6. P. 1143—1188.
- Landing E., Ludvigsen R. Classification and conodont — based age of the Ordovician trilobite Ellsaspic (Middle Arenigian, Ville Guay, Quebec) // *Canad. J. Earth Sci.* 1984. Vol. 21, N 12. P. 1483—1490.
- Landing E., Ludvigsen R., Bitter P.H. von. Upper Cambrian to Lower Ordovician conodont biostratigraphy and biofacies, Rabbitkettle For-

- mation, District of Mackenzie // Contrib. Life Sci. Roy. Ontario Mus. 1980. N 126. P. 1—42.
- Landing E., Taylor M.E., Erdmann B.-D.* Correlation of the Cambrian-Ordovician boundary between the Acade-Baltic and North American faunal provinces // *Geology*. 1978. Vol. 6, N 2. P. 75—78.
- Legrand P.* Dictyonema — Rhabdinopora // *Norsk geol. tidsskr.* 1985. Vol. 65, N 3. P. 224—226.
- Lendzion K.* First gastropod fauna from the Klimotivian stage (Lower Cambrian) of the South-Eastern Poland // *Kwart. geol.* 1977. Vol. 21, N 2. S. 239—243.
- Lhenaff R.* Rapport de synthese final // *Bull. Assoc. franç. étude Quatern.* 1983. N 2/3. P. 123—131.
- Licari G.R., Cloud P.E.* Reproductive structures and taxonomic affinities of some nanofossils from the Gunflint iron formation // *Proc. Nat. Acad. Sci. US*. 1967. Vol. 59, N 4. P. 1053—1060.
- Lindsay E.H., Opdyke N.D., Johnson N.M.* Pliocene dispersal of the Norse Equus and late Cenozoic mammalian dispersal events // *Nature*. 1980. Vol. 287, N 5778. P. 135—138.
- Liu Ze Chun.* Climatostratigraphy of the sediments in the Peking man's cave // *Quaternary geology and environment of China*. Beijing: China Ocean press, 1982. P. 25—31.
- Lona F.* Prime analisi pollinologiche sui depositi terziari quaternari di Castell'Arquato; reperti di vegetazione de clima freddo sotto le formazioni calcaree ad Amphistegina // *Boll. Soc. geol. ital.* 1962. Vol. 81. P. 89—91.
- Logan B.W.* Cryptozoan and associate stromatolites from the Recent of Shark Bay, Western Australia // *J. Geol.* 1969. Vol. 69, N 5. P. 517—533.
- Logan B.W., Hoffman P.F., Gebelein C.D.* Algal mats, cryptalgal fabrics and structures, Hamelin Pool, Western Australia // *Mem. Assoc. Petrol. Geol.* 1974. Vol. 22. P. 140—194.
- Logan B.W., Rezak R., Ginsburg R.N.* Classification and environmental significance of algae stromatolites // *J. Geol.* 1964. Vol. 72, N 1. P. 68—83.
- Lo Su Chu C.* Microbial fossils from the Lower Yudoma suite, earliest Phanerozoic, Eastern Siberia // *Precamb. Res.* 1980. Vol. 13, N 2—3. P. 109—166.
- Lotze F.* Steinsalz und Kalisalz. 2. Aufl. B., 1957. 936 s.
- Loubere P.* The western Mediterranean during the last glacial: Attacking a no-analog problem // *Mar. Micropaleontol.* 1982. Vol. 7, N 4. P. 311—325.
- Ludwig W.J., Krashennnikov V.A.* et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1983. Vol. 71. 1187 p.
- Lu Yan Hao, Lin Huan Ling.* Late Cambrian and Earliest Ordovician trilobites of Jingshan-Changshan Area, Zhejiang // *Stratigraphy and palaeontology of systemic boundaries in China: Cambrian-Ordovician boundary*. Anhui: Sci. and Technol. Publ. House, 1984. 405 p.
- Malcuit R.J., Winters R.R.* The Late Proterozoic glaciations: Possible product of the evolution of the Earth—Moon system // *Abstr. XXVI Congr. geol. intern. P.*, 1980. Vol. 11. P. 600.
- Mankinen E.A., Dalrymple G.B.* Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0—5 m.y. B.P. // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, N B2. P. 615—626.
- Martin F.* Some aspects of late Cambrian and early Ordovician acritarchs // *Nat. Mus. Wales. Geol. Ser.* 1982. N 3. P. 29—40.
- Martin F., Dean W.T.* Middle and upper Cambrian and lower Ordovician acritarchs from Random Island, Eastern Newfoundland // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1981. N 343. P. 1—43.
- Martin F., Dean W.T.* Late early Cambrian and Early Middle Cambrian acritarchs from Manuels River, eastern Newfoundland // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1983. N 63-1. P. 353—363.
- Martin F., Dean W.T.* Middle Cambrian acritarchs from the Chamberlains Brook and Manuels River formations at Random Island, eastern Newfoundland // *Ibid.* 1984. N 84-1A. P. 429—440.
- Martini E.* Standart Paleogene calcareous nannoplankton zonation // *Nature*. 1970. Vol. 226, N 5244. P. 560—561.
- Martini E.* Calcareous nannoplankton from the type Andalusian and some other Neogene areas in Spain // *Mém. Bur. rech. géol. et minières*. 1974. T. 1, N 78. P. 421—426.
- McIntyre A., Moore T.C., Andersen B.* et al. The surface of the ice-age Earth // *Science*. 1976. Vol. 191, N 4232. P. 1131—1137.
- McMenamin D.S., Kumar S., Awramik S.M.* Microbial fossils from the Khejnjar formation, Middle Proterozoic Semei Group (lower Vindhyan) San-Valley area, Central India // *Precamb. Res.* 1983. Vol. 21, N 1/2. P. 247—271.
- McTavish R.A.* Prioniodontacean Conodonts from the Emanuel Formation (Lower Ordovician) of Western Australia // *Geol. et palaeontol.* 1973. N 7. P. 27—59.
- Mein P.* Resultats du Groupe de Travail des Vertébrés // *Rep. Activity R.C.M.A.S. working groups (1971—1975)*. Bratislava, 1975. P. 78—81.
- Mendelson C.V., Schopf J.W.* Proterozoic microfossils from the Sukhaya Tunguska, Shorikha and Judoma formation of the Siberian platform, USSR // *J. Paleontol.* 1982. Vol. 56, N 1. P. 42—83.
- Meyen S.V.* Phyllothea-like plants from the Upper Palaeozoic flora of Angaraland // *Palaeontographica*. B. 1971. Bd. 133. S. 1—33.
- Meyen S.V.* Some true and alleged Permian conifers of Siberia and Russian platform and their alliance // *Palaeobotanist*. 1981. Vol. 28/29. P. 161—176.
- Meyen S.V.* The Carboniferous and Permian flora of Angaraland: (A synthesis) // *Biol. Mem.* 1982. Vol. 7, N 1. P. 1—109.
- Miao Cheng Quen, Gao Zhen Jia, Zhu Cheng Shun.* Late Precambrian stratigraphy and stromatolites from Beishan region // *Precambrian geology of Xinjiang, China*. Xinjiang: Publ. house, 1984. P. 107—141.
- Michniak R.* Notes on the petrography and micropalaeontology in the oldest Strata of the Holy

- Cross Mts // Bull. Acad. pol. sci. Sér. sci. géol. et géogr. 1959. T. 7, N 6. P. 457—462.
- Miller J.F. Conodont fauna of the North Peak Limestone (Cambro-Ordovician), House Range, Utah // J. Paleontol. 1969. Vol. 43, N 1—6. P. 413—439.
- Miller J.F. Taxonomic revision of same Upper Cambrian and Lower Ordovician conodonts with comments on their evolution // Paleontol. Contrib. Pap. Univ. Kans. 1980. Vol. 99. P. 1—39.
- Miller J.F. Paleozoogeography and biostratigraphy of upper Cambrian and Tremadocian conodonts // Short pap. Second Intern. symp. Cambrian system, 1981. Golden, Colorado: U.S. Geol. Surv., 1981. P. 134—137. (Open-File Rep. US Geol. Surv.; N 81-743).
- Miller J.F. Potential conodont biostratigraphic horizons for standardization of the Cambrian-Ordovician boundary // Intern. geol. Congr.: XXVII sess.: Abstr. Moscow: Nauka, 1984a. Vol. 1. P. 124.
- Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies and provincialism // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1984b. N 196. P. 43—48.
- Miller J.F., Taylor M.E., Stritt J.H. et al. Potential Cambrian-Ordovician boundary stratotype sections in the western United States // Nat. Mus. Wales. Geol. Ser. 1982. N 3. P. 155—180.
- Milne I.P.G., Smalley I.J. Loess deposits in the southern part of the North Island of New Zealand: An outline stratigraphy // Abstr. conf. and field workshop on the stratigraphy of loess and alluvial deposits. Budapest, 1979. P. 32—35.
- Mittler R.M. Influence of natural organic matter on CaCO₃ precipitation // Carbonate cements. Baltimore: John Hopkins Univ. press, 1971. P. 252—258.
- Montfrans H.M. van. Paleomagnetic dating in the North Sea basin. Rotterdam: Princo, 1971. 113 p.
- Monty C.L.V. Distribution and structure of Recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas // Ann. Soc. géol. Belg. 1967. Vol. 90, N 3. P. 55—100.
- Monty C.L.V. The origin and development of cryptalgal fabrics // Stromatolites. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 198—251.
- Monty C.L.V. Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites — a review // Fossil algae. B.; N.Y.: Springer, 1977. P. 15—35.
- Monty C.L.V. Precambrian background and Phanerozoic history of stromatolites, an overview // Ann. Soc. géol. Belg. 1979. N 96. P. 585—624.
- Morel P., Irving E. Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic // J. Geol. 1978. Vol. 86, N 5. P. 535—561.
- Morris W.A. Paleolatitude of glaciogenic upper Precambrian Rapitan Group and the use of tillites as chronostratigraphic marker horizons // Geology. 1977. Vol. 5. P. 85—88.
- Muir M.D. Proterozoic microfossils from the Amelia Dolomite, McArthur Basin, Northern Territory // Alcheringa. 1976. Vol. 1. P. 143—158.
- Munk Ch. Feinstratigraphische und mikropaleontologische Untersuchungen an Foraminiferen-Faunen in Mittleren und Oberen Dogger (Bajacien-Callovien) der Franken-Alb // Erlang. geol. Abh. 1976. H. 105. S. 1—72.
- Nakagawa H. Correlation of the Neogene-Quaternary transition between Calabria (Italy) and Boso Peninsula (Japan). Prepr. XI INQUA Congr. Moscow, 1982. M.: ВИНТИ, 1982. P. 209.
- Nakagawa H., Niitsuma N., Kitamura N. et al. Preliminary results on magnetostratigraphy of Neogene stage stratotype sections in Italy // Riv. ital. paleontol. e stratigr. 1974. Vol. 80, N 4. P. 615—630.
- Nakagawa H., Niitsuma N., Takayama T. et al. Preliminary results of magneto- and biostratigraphy of the Vrica section Calabria, Southern Italy // Second symp. on N/Q boundary, USSR. Moscow, 1977. P. 145—156.
- Nazarov B.B., Ormiston A.R. Origin of Stauraxon polycystine: The radiolaria of the Paleozoic // Cour. Forsch. Inst. Senckenberg. 1985a. Vol. 74. P. 203—215.
- Nazarov B.B., Ormiston A.R. Radiolaria from the Late Paleozoic of the Southern Urals, USSR, and West Texas, USA // Micropaleontology. 1985b. Vol. 31, N 1. P. 1—54.
- Norford B.S. Review of activities of the International Working Group on the Cambrian-Ordovician boundary // Pap. symp. on Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian boundaries. Nanjing, 1983. P. 85—86.
- Norling E. Jurassic stratigraphy and foraminifera of Western Scania, Southern Sweden // Sver. geol. unders. Ca. 1972. N 47. P. 1—120.
- Norris G. Miospores from the Purbeck beds and marine Upper Jurassic of Southern England // Palaeontology. 1969. Vol. 12, N 4. P. 574—620.
- Obradovich J.D., Naeser C.W., Izett G.A. et al. Age constraints on the proposed Plio-Pleistocene boundary stratotype at Vrica, Italy // Nature. 1982. Vol. 298, N 5869. P. 55—59.
- Odin G.S., Gale N.H., Auvray B. et al. Numerical dating of Precambrian-Cambrian boundary // Ibid. 1983. Vol. 301, N 5895. P. 21—23.
- Odrzywolska-Bienkowska E., Pozaryska K. Priabonian foraminifers of the Polish lowlands // Acta palaeontol. pol. 1984. Vol. 29, N 3/4. P. 107—156.
- Oehler D.Z. Transmission electron microscopy of organic microfossils from the late Precambrian Bitter Springs formation of Australia: Techniques and survey of preserved ultrastructure // J. Paleontol. 1976. Vol. 50, N 1. P. 90—106.
- Oehler D.Z. Microflora of the middle Proterozoic Balbirini Dolomite (McArthur Group) of Australia // Alcheringa. 1978. Vol. 2, N 3/4. P. 269—309.
- Oehler J.H. Microbiota of the N.H.Y.C. pyrite shale member of the Barney creek formation (McArthur Group), Middle Proterozoic of Northern Australia // Ibid. 1977. Vol. 1, N 34. P. 315—349.
- Oehler J.H., Oehler D.Z., Muir N.D. On the significance of tetrahedral tetrads of Precambrian algal cells // Orig. Life. 1976. N 7. P. 259—267.
- Ormiston A.R., Lane H.R. A unique radiolarian fauna from the Sycamore Limestone (Mississippian) and its biostratigraphic significance // Palaeontographica. A. 1976. Bd. 154. S. 154—180.
- Pacitova B. Nalez rostlinnych zbitku v coskem

- algaukiu Predberna zprava // Čas. miner. a geol. 1959. Sv. 4, N 3. S. 271.
- Palmer A.R. Biomere boundaries re-examined // *Alcheringa*. 1979. Vol. 3, N 1/2. P. 33—41.
- Pantic N., Burger H. Palynologische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums // *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 1981. Vol. 74, N 3. P. 661—672.
- Park R.K. A note on the significance of lamination in stromatolites // *Sedimentology*. 1976. Vol. 23, N 3. P. 373—393.
- Parkin D.W., Shackleton N.J. Trade wind and temperature correlations down a deep-sea core off the Saharan coast // *Nature*. 1973. Vol. 245, N 5426. P. 455—456.
- Pascual R. Late Tertiary mammals of southern south America as indicators of climatic deterioration // *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. 1984. Vol. 2. P. 1—30.
- Pasini G., Colalongo M.L. Status of research on the Vrica section (Calabria, Italy), the proposed Neogene/Quaternary boundary — stratotype section, in 1982. Bologna: Istituto Geol. Marina, 1982. 75 p.
- Pasini G., Selli R., Tampieri R. et al. The Vrica section // *The Neogene-Quaternary boundary: II symp. (Bologna—Crotone): Excursion guidebook*. Bologna, 1975. P. 62—72.
- Peat C.I., Muir M.D., Plumb K.A. et al. Proterozoic microfossils from the Roper Group, Northern Territory, Australia // *B.M.R.J. Austral. Geol. and Geophys.* 1978. Vol. 3, N 1. P. 1—17.
- Pécsi M. Is typical loess older than one million years? // *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, 1984. P. 213—224.
- Pecsi M., Szebenyi E., Schweitzer F. et al. Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils // *Acta geol. Acad. sci. hung.* 1979. Vol. 22, N 1/4. P. 513—537.
- Peloso G., Raffi S. Considerazioni sul limite Plio-Pleistocene della serie del T. Crostolo (preappennino reggiano) // *Ateneo parm. Sez. II*. 1973. Vol. 2. P. 39—63.
- Peng Shan Ohi. Cambrian-Ordovician boundary in the Cili-Taoyuan Border Area, Northwestern Hunan with descriptions of relative trilobites // *Stratigraphy and palaeontology of systematic boundaries in China, Cambrian-Ordovician boundary*. Anhui: Sci. and Technol. Publ. House, 1984. Vol. 1. P. 285—405.
- Piper J.D.A. Latitudinal extent of Late Precambrian glaciations // *Nature*. 1973. Vol. 244, N 5412. P. 342—344.
- Piper J.D.A. The Precambrian palaeomagnetic record: The case for the Proterozoic Supercontinent // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 30. P. 61—89.
- Playford P.E. Environmental controls on the morphology of modern stromatolites at Hamelin Pool, Western Australia // *West. Austral. Geol. Surv. Annu. Rep. (for 1979)*. 1980. P. 73—77.
- Playford P.E., Cockbain A.E. Modern algae stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia // *Stromatolites*, Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 389—413.
- Potter T.L. British Cambrian acritarchs: A preliminary account // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1974. Vol. 18, N 1/2. P. 61—62.
- Preiss W.V. Paleocological interpretation of South Australian Precambrian stromatolites // *J. Geol. Soc. Austral.* 1973. Vol. 19, N 4. P. 501—532.
- Preiss W.V. The biostratigraphic potential of Precambrian stromatolites // *Precamb. Res.* 1977. Vol. 5, N 2. P. 207—219.
- Preiss W.V., Forbes B.G. Stratigraphy, correlation and sedimentary history of Adelaidean (Late Proterozoic) basin in Australia // *Ibid.* 1981. Vol. 15, N 3/4. P. 255—304.
- Premoli Silva I., Bolli H. Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 Sites in the Caribbean Sea // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 15. P. 499—547.
- Qian Fang, Ma Xinghua, Wu Xihao. Preliminary study of the Quaternary magnetic stratigraphy of China // *Mar. Geol. and Quatern. Geol.* 1983. Vol. 3, N 3. P. 17—30.
- Quilty P.G. Planktonic foraminifera DSDP Leg 34 — Nazca Plate // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 34. P. 629—703.
- Raaben M.E. Some stromatolites of the Precambrian of Morocco // *Earth-Sci. Rev.* 1980. Vol. 16, N 2. P. 221—234.
- Raffi I., Rio D. Nannoplankton calcareo del Pliocene superiore — Pleistocene inferiore della serie del fiume Santerno // *Paleontol. Strat. Evol.* 1980. Vol. 1. P. 187—195.
- Raha P.K. Stromatolite zonation in Jammu limestone, Udhampur district, Jammu // *Stromatolites: Characteristics and utility*. Calcutta, 1980. P. 134—144. (Geol. Surv. Ind. Misc. Publ.; N 44).
- Raha P.K., Sastry M.V.A. Stromatolites and Precambrian stratigraphy in India // *Precamb. Res.* 1982. Vol. 18, N 4. P. 293—318.
- Retallack G. Reconstructing Triassic vegetation of Eastern Australasia: A new approach for biostratigraphy of Gondwanaland // *Alcheringa*. 1977. Vol. 1, N 3. P. 247—277.
- Riedel W.R., Sanfilippo A. Cenozoic radiolaria from western tropical Pacific, DSDP, Leg 7 // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1970. Vol. 7. P. 1529—1671.
- Rio D. The fossil distribution of Coccolithophore genus *gephyrocapsa* kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1982. Vol. 68. P. 325—343.
- Rio D., Ruggieri G., Sprovieri R. Remarks on the chronostratigraphic classification on Lower Pleistocene // *XI INQUA congr.: Abstr. Moscow*, 1982. Vol. 1. P. 265.
- Rio D., Sprovieri R., Di Stefano E., Raffi I. *Cloborotalia truncatulinoides* (d'Orbigny) in the

- Mediterranean upper Pliocene geologic record // *Micropaleontology*. 1984. Vol. 30, N 1. P. 70—86.
- Roblot M.* Decouverte de sporomorphes dans des sediments anterieurs a 550 M.A. (Brioverien) // *C.r. Acad. sci. D.* 1963. Vol. 256, N 7. P. 1557—1559.
- Roblot M.* Sporomorphes du Precambrien armocain // *Ann. paleontol. Invertebr.* 1964. Vol. 7, N 2. P. 153—156.
- Rong Jia Yu, Zhang Zi Xin.* A southward extension of the Silurian Tuvaella brachiopod fauna // *Lethaia*. 1982. Vol. 15, N 2. P. 133—147.
- Ruggieri G.* A new stratigraphy for the marine Quaternary of Italy // *Litorale Newslett.* 1979. N 11/6. P. 21—30.
- Ruggieri G., Sprovieri R.* A revision of Italian Pleistocene stratigraphy // *Geol. rom.* 1977. Vol. 16. P. 131—139.
- Rushton A.W.A.* The biostratigraphy and correlation of the Marioneth-Tremadoc Series boundary in North Wales // *Nat. Mus. Wales. Geol. Ser.* 1982. N 3. P. 41—59.
- Sanfilippo A., Riedel W.R.* Radiolaria from the West Central Indian Ocean and Gulf Aden, DSDP, Leg 24 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1974. Vol. 24. P. 999—1035.
- Sarnthein M.* Sand deserts during glacial maximum and climate optimum // *Nature*. 1978. Vol. 272, N 6548. P. 43—46.
- Sasir M.V.A., Dutta A.K.* Neogene/Quaternary boundary in the Siwalik // *J. Paleontol. Soc. Ind.* 1977. Vol. 20. P. 320—326.
- Savage D.E., Curtis G.H.* The Villafranchian stage and its radiometric dating // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 124. P. 207—231.
- Savelli C., Mezzetti R.* The Vrica section (Calabria, Italy). 4. K/Ar age and petrographic characters of the "volcaniclastic" layer // *X INQUA congr.: Abstr. Birmingham*, 1977. P. 400.
- Schermerhorn L.J.G.* Late Precambrian mixtites: glacial and/or nonglacial? // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274. P. 673—824.
- Schopf J.W.* Microflora of the Bitter Springs formation, Late Precambrian, Central Australia // *J. Paleontol.* 1968. Vol. 42, N 3. P. 651—688.
- Schopf J.W.* Biostratigraphic usefulness of stromatolitic Precambrian microbiotas: A preliminary analysis // *Precamb. Res.* 1977. Vol. 5, N 2. P. 143—173.
- Schopf J.W., Barghoorn E.S.* Algal-like fossils from the Early Precambrian of South Africa // *Science*. 1967. Vol. 156, N 3774. P. 508—512.
- Schopf J.W., Blacic A.M.* New microorganisms from the Bitter Springs formation (Late Precambrian) of the North-Central Amadeus basin, Australia // *J. Paleontol.* 1971. Vol. 42, N 6. P. 925—960.
- Schopf J.W., Dolnik I.A., Krylov I.N.* et al. Six new stromatolitic microbiotas from proterozoic of the Soviet Union // *Precamb. Res.* 1977. Vol. 4, N 3. P. 269—284.
- Schopf J.W., Oehler D.Z.* How old are the Eukaryotes? // *Science*. 1976. Vol. 193, N 4247. P. 47—49.
- Schultz C.B.* Late Cenozoic valley fills, stratigraphy and mammals related to the Neogene/Quaternary boundary in North America // *Neogene/Quaternary field conf. India*, 1979: *Proc. Calcutta*, 1981. P. 163—168.
- Scotese C.R., Bambach R.K., Barton C.* et al. Paleozoic base maps // *J. Geol.* 1979. Vol. 87, N 3. P. 217—277.
- Scott L.* Palynology of Lower Cretaceous deposits from the Algoa Basin (Republic of South Africa) // *Pollen et spores*. 1976. Vol. 18, N 4. P. 563—609.
- Sdzuy K.* Die Fauna der Leimitz — Schiefer (Tremadoc) // *Abh. Senckenb. naturforsch. Ges.* 1955. N 492. S. 1—74.
- Selli R.* The Neogene/Quaternary boundary in the Italian marine formations // *G. geol.* 1977. Vol. 42, N 1/2. P. 81—104.
- Selli R., Accorsi C.A., Bandini M.M.* et al. The Vrica section (Calabria — Italy): A potential Neogene/Quaternary boundary stratotype // *Ibid.* 1977. Vol. 42, N 1. P. 181—204.
- Semah F.S., Djubiantono T.* Paleomagnetic study of Plio-Pleistocene deposits of the Island of Tava (Indonesia) // *XI INQUA congr. Abstr. Moscow*, 1982. Vol. 1. P. 283.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28—238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^3 and 10^6 year scale // *Quatern. Res.* 1973. Vol. 3, N 1. P. 39—55.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28—239: Late Pliocene to Latest Pleistocene // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 145. P. 449—464.
- Shotton F.W.* Discussion of the classification of stages in the British Quaternary // *IX congr. INQUA: Abstr. Christchurch*, 1973. P. 325—326.
- Semikhatov M.A.* Experience in stromatolite studies in the USSR // *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 337—357.
- Semikhatov M.A.* On the Upper Precambrian stromatolite standard of North Eurasia // *Earth-Sci. Rev.* 1980. Vol. 16, N 2. P. 235—247.
- Semikhatov M.A., Gebelein C.D., Cloud P.E.* et al. Stromatolite morphogenesis: Progress and problems // *Canad. J. Earth Sci.* 1979. Vol. 16, N 5. P. 992—1015.
- Serebryakov S.N.* Biotic and abiotic factors controlling the morphology of Riphean stromatolites // *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 321—336.
- Serebryakov S.N., Semikhatov M.A.* Riphean and Recent stromatolites: A comparison // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 74, N 6. P. 556—574.
- Serpagli E.* Lower Ordovician conodonts from Pre-cordilleran Argentina (Province of San Juan) // *Bol. Soc. paleontol. ital.* 1974. Vol. 13. P. 17—98.
- Shergold J.* Late Cambrian and Early Ordovician trilobites from the Burke River structural belt, Western Queensland, Australia // *Bur. Miner. Austral. Bull.* 1975. Vol. 2, N 153. P. 251.
- Sibuet I., Ryan W.* et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979. Vol. 47, pt. 2. 787 p.
- Singh C.* Microflora of the Lower Cretaceous Mannville Group, East-Central Alberta // *Bull. Res. Counc. Alberta*. 1964. Vol. 15. P. 238.
- Sinian-Cambrian boundary stratotype section of

- Meischucun, Jinning, Yunnan, China. Yunnan: People's Publ. House, 1984. 154 p.
- Smiley C.J. Plant megafossil sequences North Slope Cretaceous // *Geosci. Man*. 1972a. Vol. 4. P. 91—99.
- Smiley C.J. Applicability of plant megafossil biostratigraphy to marine-non-marine correlations: An example from the Cretaceous of North Alaska // XXIV Intern. Geol. Congr. Montreal, 1972b. Sect. 7. P. 413—421.
- Smith D.G. Lower Cambrian palynomorphs from Howth, Dublin // *Geol. J.* 1977. Vol. 12, N 2. P. 159—168.
- Smith D.G. Progress in Irish Lower Palaeozoic palynology // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1981. Vol. 34, N 2. P. 137—148.
- Souaya F.J. Foraminifera of Sun-Gulf-Global Lincens Island Well P-46, Arctic Archipelago, Canada // *Micropaleontology*. 1976. Vol. 22, N 3. P. 249—306.
- Spencer A.M. Late Precambrian glaciation in Scotland // *Mem. Geol. Soc. London*. 1971. Vol. 6. P. 100.
- Srivastava S.K. Microspores from the Fredericksburg group (Albian) of the Southern United States // *Palaeobiol. contin.* 1975. Vol. 6, N 2. P. 119.
- Srivastava S.K. Cretaceous spore-pollen floras: A global evaluation // *Biol. Mem.* 1978. Vol. 3, N 1. P. 130.
- Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran: A review // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1968. Vol. 52, N 7. P. 1229—1258.
- Suc J.P. Flores, vegetation et climat dans le domaine Méditerranéen de 3A—1MA // *Bull. Assoc. franç. étude Quatern.* 1983. Vol. 2/3. P. 65—69.
- Su Jang Zheng. О геологическом и географическом распространении Туваэлла в связи с условиями обитания // *Acta palaeontol. sinica*. 1981. Vol. 20, N 6. P. 567—576.
- Szulcowski M. Stromatolity Jurajskie w Polsce // *Acta geol. pol.* 1968. Vol. 18, N 1. P. 1—82.
- Tarling D.H. A palaeomagnetic study of Eocambrian tillites in Scotland // *J. Geol. Soc. London*. 1974. Vol. 130. P. 163—177.
- Taylor M.E. Indigenus and redeposited trilobites Late Cambrian basinal environments of Central Nevada // *J. Paleontol.* 1976. Vol. 50, N 4. P. 668—700.
- Tauxe L., Opdyke N.D., Pasini G., Elmi C. Age of the Pliocene-Pleistocene boundary in the Vrica Section, southern Italy // *Nature*. 1983. Vol. 304, N 5922. P. 125—129.
- Tchurakov A.N. Traces of Proterozoic glaciation in the southern part of central Siberia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1932. Vol. 43, N 3. P. 581—601.
- The Sinian-Cambrian boundary in Easter Yunnan, China. Yunnan: Inst. Geol. Sci., 1982. 265 p.
- Thomas A.T., Owens R.M., Rushton A.W.A. Trilobites in British stratigraphy. L., 1984. 78 p. (Geol. Soc. London. Spec. Rep., N 16).
- Toumarkine M. Middle and Late Eocene planktonic foraminifera from the north-western Pacific, Leg 32 of DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1975. Vol. 32. P. 735—751.
- Toumarkine M. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Paleogene of Sites 360 to 364 and the Neogene of Sites 362A, 363 and 364 Leg 40 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 40. P. 679—721.
- Tozer E.T. Triassic time and ammonoids: problem and proposal // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8, N 8. P. 989—1031.
- Tozer E.T. The Trias and its ammonoids: The evolution of time scale // *Geol. Soc. Canada. Musc. Rep.* 1984. Vol. 35. P. 171.
- Treatise on invertebrate paleontology. Pt H. Brachiopoda. Vol. 1. N.Y., 1965. 521 p.
- Trompette R. Le Précambrien supérieur et le Palaeozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie // *Trav. Lab. sci. terre*. 1973. N 7. P. 701.
- Trompette R. Upper Proterozoic (1800—570 Ma) stratigraphy: A survey of lithostratigraphic, paleontological, radiochronological and magnetic correlations // *Precamb. Res.* 1982. Vol. 18. P. 27—52.
- Tyler S.A., Barghoorn E.S. Occurrence of structurally preserved plants in Precambrian rocks of Canadian shield // *Science*. 1954. Vol. 119, N 3092. P. 600—608.
- Tynni R. New results of studies on the fossils in the Soderfjorden basin // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1982. N 54, pt 1/2. P. 57—68.
- Tynni R., Donner J. A microfossils and sedimentation study of the Late Precambrian formation of Hailuoto, Finland // *Bull. Geol. Surv. Finl.* 1980. N 311. P. 27.
- Van der Voo R., Jonson R.J., Perroud H. A caldonian to hercynian history of collisions in the North American Appalachians on the basis of paleomagnetic data // XXVII Междунар. геол. конгр.: Тезисы. М.: Наука, 1984. Т. 4, секция 8. С. 215.
- Vanguetaine M. Espèces zonales d'acritarchs du Cambro-Tremadocien de Belgique et de l'Ardenne Française // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1974. Vol. 18, N 1. P. 63—82.
- Vanguetaine M. Critères palynostratigraphiques conduisant à la reconnaissance d'un pli couche révinien dans le sondage de Grand-Halleux // *Ann. Soc. geol. Belg.* 1977 (1978). T. 100. P. 249—276.
- Vanguetaine M., Van Looy J. Acritarches du Cambrien Moyen, de la vallée de Tacheddirt (Haut-Atlas, Maroc) // *Ibid.* 1983. T. 106, N 1. P. 69—85.
- Vardona M. Phytoplankton communities of Cambrian and Ordovician age of Central Bohemia // *Věstn. Ústřed.ústavu geol.* 1982. Sv. 57, N 3. S. 145—155.
- Vidal G. Late Precambrian microfossils from the basal sandstone unit of the Visingsö beds, South Sweden // *Geol. Palaeontol.* 1974. Vol. 8. P. 1—14.
- Vidal G. Late Precambrian microfossils from the Visingsö beds in the southern Sweden. Oslo: Universitetsforlaget, 1976. 57 p. (Fossils and strata; N 9).
- Vidal G. Acritarchs from the Upper Proterozoic and Lower Cambrian of East Greenland // *Gr. Geol. Uncl. Bull.* 1979. N 134. P. 1—40.

- Vidal G. Micropaleontology and biostratigraphy of the Lower Cambrian sequence in Scandinavia. // Short pap. Second Intern. symp. Cambrian system, 1981, Golden, Colorado: US. Geol. Surv., 1981a. P. 232—235. (Open File Rep. US Geol. Surv.).
- Vidal G. Micropaleontology and biostratigraphy of the Upper Proterozoic and Lower Cambrian sequence, East Finmark, Northern Norway // Norg. geol. unders. 1981b. N 362. P. 1—53.
- Vidal G., Knoll A.H. Radiations and extinctions of plankton in the Late Proterozoic and Early Cambrian // Nature. 1982. Vol. 297, N 5861. P. 57—60.
- Vidal G., Knoll A.H. Proterozoic plankton // Geol. Soc. Amer. Mem. 1983. N 161. P. 265—277.
- Vidal G., Siedlecka A. Planktonic acidresistant microfossils from Upper Proterozoic strata of the Barents Sea region of Varanger Peninsula, East Finmark, Northern Norway // Norg. geol. unders. 1983. N 382. P. 45—79.
- Van Donk J. O¹⁸ record of the Atlantic ocean for the entire pleistocene epoch // Geol. Soc. Amer. Mem. 1976. Vol. 145. P. 147—164.
- Volkheimer W., Sepulveda E. Biostratigraphische Bedeutung und microfioristische Assoziation von Cyclusphaera psilata n. sp., einer Leitform aus der Unterkreide des Neuquen-Beckens (Argentinien) // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsch. 1976. Bd. 2. S. 97—108.
- Von Rad U., Ryan W. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979. Vol. 47, pt 1. 835 p.
- Walker J.W., Walker A.G. Ultrastructure of Lower Cretaceous angiosperm pollen and the origin and early evolution of flowering plants // Ann. Mo. Bot. Gard. 1984. Vol. 71, N 2. P. 464—521.
- Walter M.R. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. L., 1972. 190 p. (Paleontol. Assoc. Spec. Pap.; Vol. 11).
- Walter M.R. Interpreting stromatolites // Amer. Sci. 1977. Vol. 65. P. 563—571.
- Walter M.R. Archean stromatolites: Evidence of the Earth's earliest benthos // Earth's earliest biosphere: Its origin and evolution. Princeton (N.J.): Princeton Univ. press, 1983. P. 187—213.
- Walter M.R., Baid J., Brock T. Microbiology and morphogenesis of columnar stromatolites (Conophyton, Vaccerrilla) from hot springs in Yellowstone National Park // Stromatolites. Amsterdam: Elsevier, 1976. P. 273—311.
- Walter M.R., Golubic C.D., Preiss W.V. Recent stromatolites from hydromagnesite and aragonite depositing lakes near the Coorong Lagoon, South Australia // J. Sediment. Petrol. 1979. Vol. 43, N 10. P. 1021—1030.
- Walter M.R., Heys G.R. The rise of Metazoans and the resultant decline of stromatolites through the Late Proterozoic and Early Palaeozoic // Precamb. Res. 1985. Vol. 29, N 1. P. 149—174.
- Walton H.S. Cryptarcha and acritarcha from late Proterozoic and Cambrian strata of the Colville Lake area district of Mackenzie, N.W.T., Canada // V Intern. palynol. conf.: Abstr. Cambridge, 1980. P. 422.
- Wang L.X., Xie Z.M., Wang Z.Q. On the occurrence of Pleuromeia from the Qinsui basin in Shanxi province // Acta palaeontol. sinica. 1978. Vol. 17, N 2. P. 195—212.
- Wang Yu, Boucot A.J., Rong Jia Yu, Yang Xue Chang. Silurian and Devonian biogeography of China // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. Vol. 95. P. 265—279.
- Wang Z.Q. New notes on the fossil plants of Shichien-feng Group (Latest Permian — Early Triassic) in North China // Bull. Geol. Soc. Tianjin. 1983. Vol. 1 (2). P. 72—80.
- Wang Z.Q., Wang L.X. A new species of the Pleuromeia from the Early Triassic of Shanxi, China and its ecology // Palaeontology. 1982. Vol. 25, pt 1. P. 215—225.
- Wang Zui Hao. Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from North and Northeast China with comments on the Cambrian-Ordovician boundary // Stratigraphy and palaeontology of systemic boundaries in China. Anhui: Sci. and Technol. Publ. House, 1984. Vol. 2. P. 195. 272.
- West R.G. Pleistocene geology and biology. L.: Longmans, 1968. 370 p.
- Whittington H.B., Hughes C.P. Geography and faunal provinces in the Tremadoc Epoch // Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Miner. Tulsa. 1974. Vol. 21. P. 203—218.
- Williams G.E. Late Precambrian glacial climate and the Earth's obliquity // Geol. Mag. 1975. Vol. 112. P. 441—465.
- Won Moon Zoo. Radiolaria aus dem unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges (Deutschland) // Palaeontographica A. 1983. Bd. 182. S. 116—175.
- Wu Xihao. The Quaternary glaciations and the tectono-climatic cycles in the Beijing area // Mar. Geol. and Quatern. Geol. 1983. Vol. 3, N 2. P. 120—121.
- Wu Xihao, Pu Qiyu, Qian Fang et al. Preliminary study of the Quaternary magnetostratigraphy of the Songliao plain in north-east China // Ibid. 1984. Vol. 4, N 2. P. 1—13.
- Xing Yusheng. Микрофлора синийской системы и нижнего кембрия у Куньмина, Юньнань и ее стратиграфическое значение (Китай) // Acta geol. sinica. 1982. Vol. 56, N 1. P. 232.
- Xing Yusheng, Luo Huilin. Precambrian-Cambrian boundary candidate Meischucun; Jinning, Yunnan, China // Geol. Mag. 1984. Vol. 121, N 3. P. 143. 154.
- Young G.M. An extensive early proterozoic glaciation in North America? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1976. Vol. 7, N 2. P. 85—101.
- Young G.M. Upper Proterozoic supracrustal rocks of North America: A brief review // Precamb. Res. 1981. Vol. 15, N 3/4. P. 305—330.
- Zagwijn W.H. Variations in climate as shown by pollen analysis especially in the Lower Pleistocene of Europe // Ice ages: Ancient and Modern Geol. J., Liverpool, 1975. N 6. P. 137—152.
- Zagwijn W.H. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geol. en mijnbouw. 1985. Vol. 64. N 1. P. 17—24.
- Zalessky M.D. Flores permiennees de la plaine Russe, de l'Oural et du bassin de Kousnetz et les correlations des dépôts qui les contiennent //

- Пробл. палеонтологин. 1937. Т. 2/3. С. 9—35.
- Zhang Yun.* Proterozoic stromatolite microfloras of the Gaoyuzhuang formation (Early Sinian: Riphean), Hebei, China // *J. Paleontol.* 1981. Vol. 55, N 3. P. 495—506.
- Zhang Zi Xin, Rong Jia Yu, Di Qiao Ling.* Силурийская фауна: *Tuvaella gigantea* (Brachiopoda) из района Барколь, северо-восточной Синьцзян // *Acta palaeontol. sinica.* 1983. Vol. 22, N 3. P. 278—294.
- Zhang Zonghu.* Lithological and stratigraphical analysis of loess profiles of the Loess Plateau in China // *Lithology and stratigraphy loess and paleosols.* Budapest, 1984. P. 259—270.
- Zhou Zhi Yi, Zhang Gin Lin.* Uppermost Cambrian and Lowest Ordovician Trilobites of North and Northeast China // *Stratigraphy and paleontology of system boundaries in China.* Anhui: Sci. and Technol. Publ. House, 1984. Vol. 2. P. 63—194.
- Zhu Shixing.* An outline of studies on the Precambrian stromatolites of China // *Precamb. Res.* 1982. Vol. 18, N 4. P. 367—396.
- Zhuhong.* A study on the palaeomagnetism of the manganiferous rock series in Sinian Datangro members // *Intern. symp. Late Precamb. Geol., China, 1983.* Tianjin, 1983. P. 72.
- Ziegler A.M., Scotese C.R., McKerrow W.S. et al.* Palaeozoic paleogeography // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1979. Vol. 74. P. 473—502.

Т а б л и ц а 2. Схема корреляции сибирской шкалы с некоторыми разрезами пограничных толщ докембрия и кембрия Евразии и Северной Америки

[illegible]

Таблица 4. Распространение характерных кембрийских акритарх на Восточно-Европейской платформе

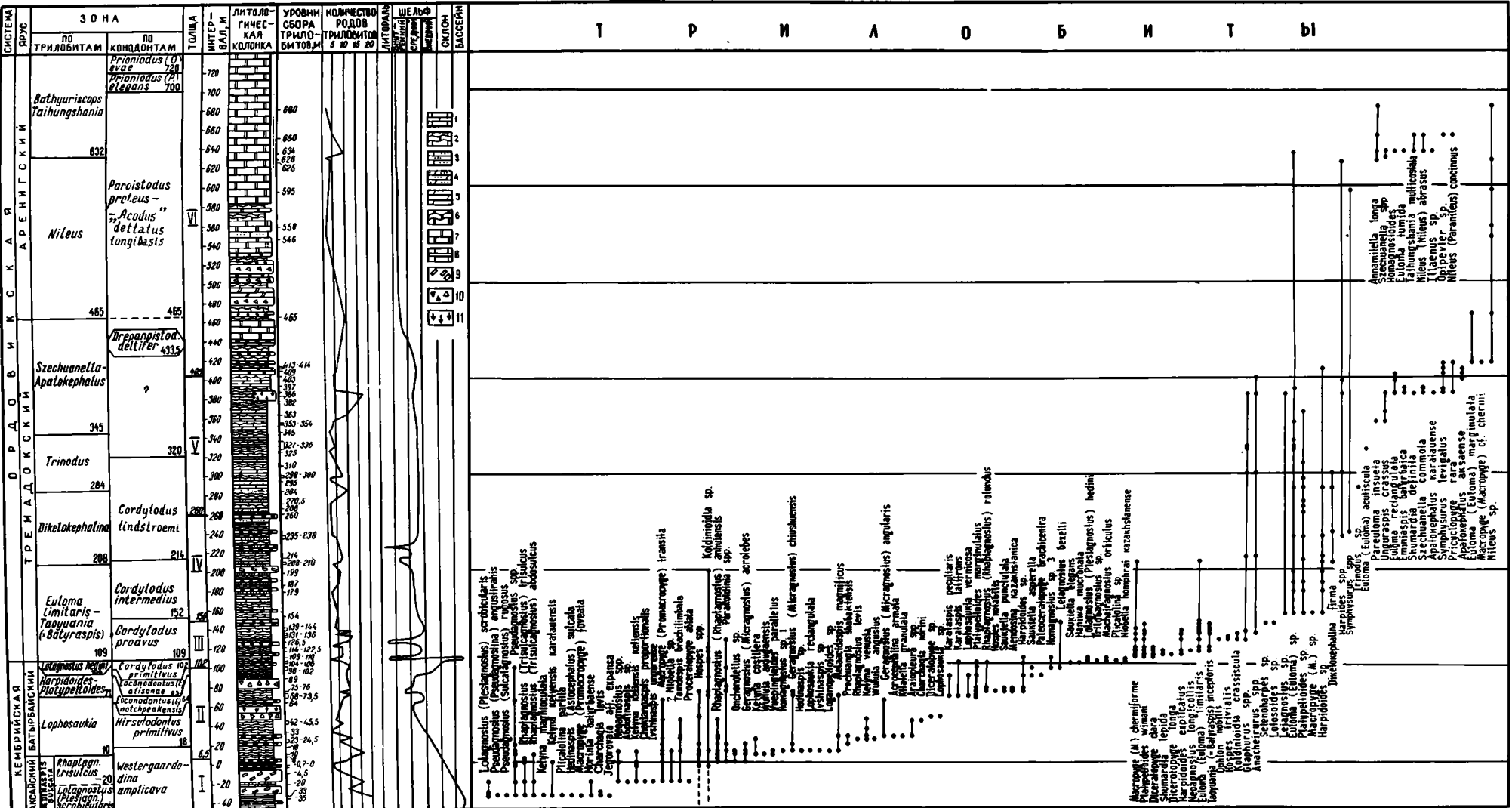
[illegible]

Рис. 13. Биостратиграфия, литостратиграфия и распространение трилобитов в разрезе Батырбай
Условные обозначения к рис. 13 и 14

1 — темные тонко- и среднеплитчатые калькарентиты и кальцисилиты; 2 — темные волнисто-слоистые и комковато-слоистые известняки (мелкозернистые калькарентиты, кальцисилиты и пеллоидные разности); 3 — средние и крупноплитчатые калькарентиты и кальцирудиты; 4 — средние и крупноплитчатые доломиты и долорудиты; 5 — кристаллические-зернистые доломиты; 6 — светлые среднеплитчатые и волнисто-слоистые известняки (кальцисилиты и пеллоидные разности); 7 — светло-серые массивные грубоплитчатые известняки (кальцирудиты и пеллоидные разности); 8 — среднеплитчатые мелкозернистые калькарентиты и кальцисилиты с микрогравитационной слоистостью; 9, 10 — брекчи; 9 — плоскообломковые, 10 — с хаотичным распределением обломков; 11 — водорослевые известняки

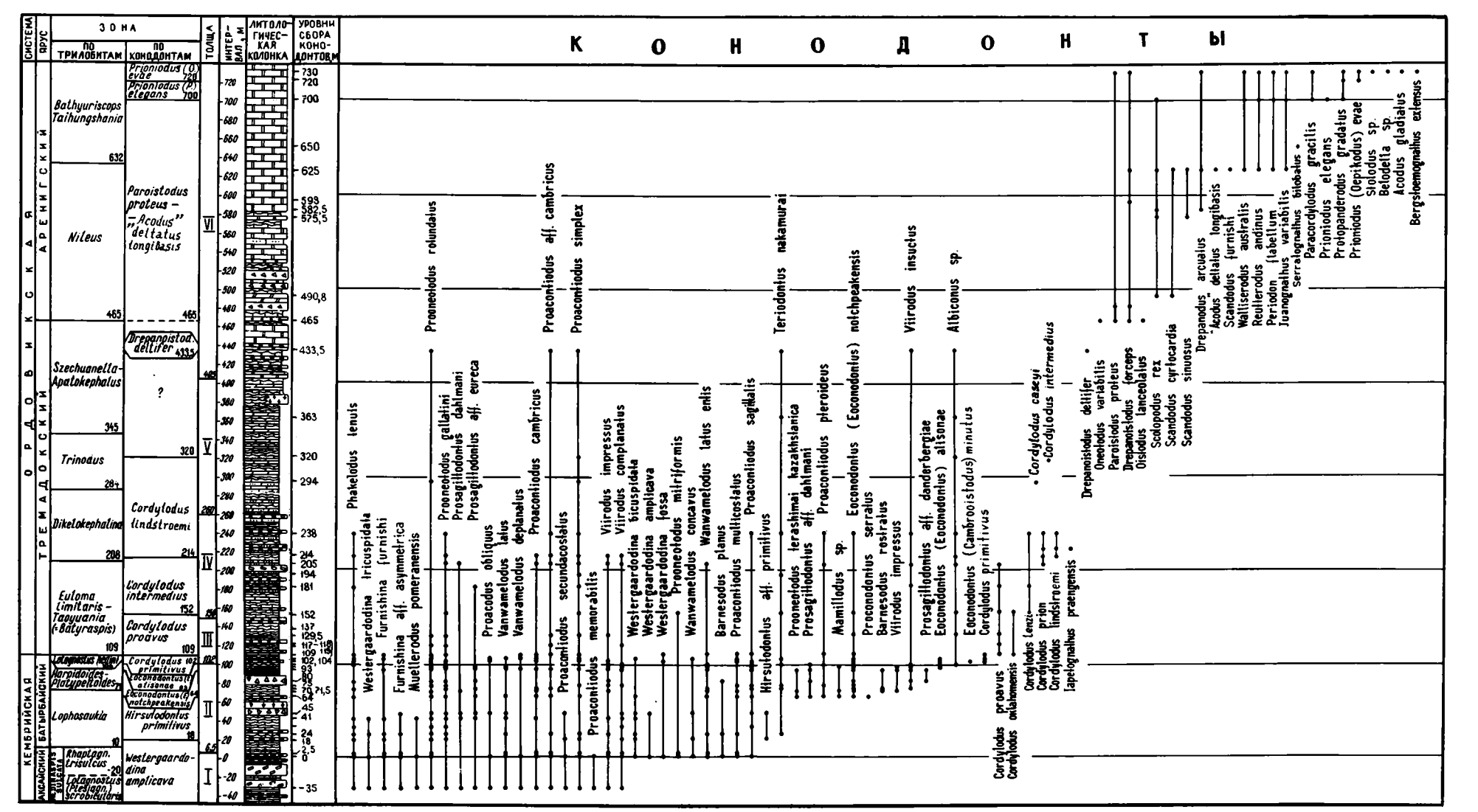
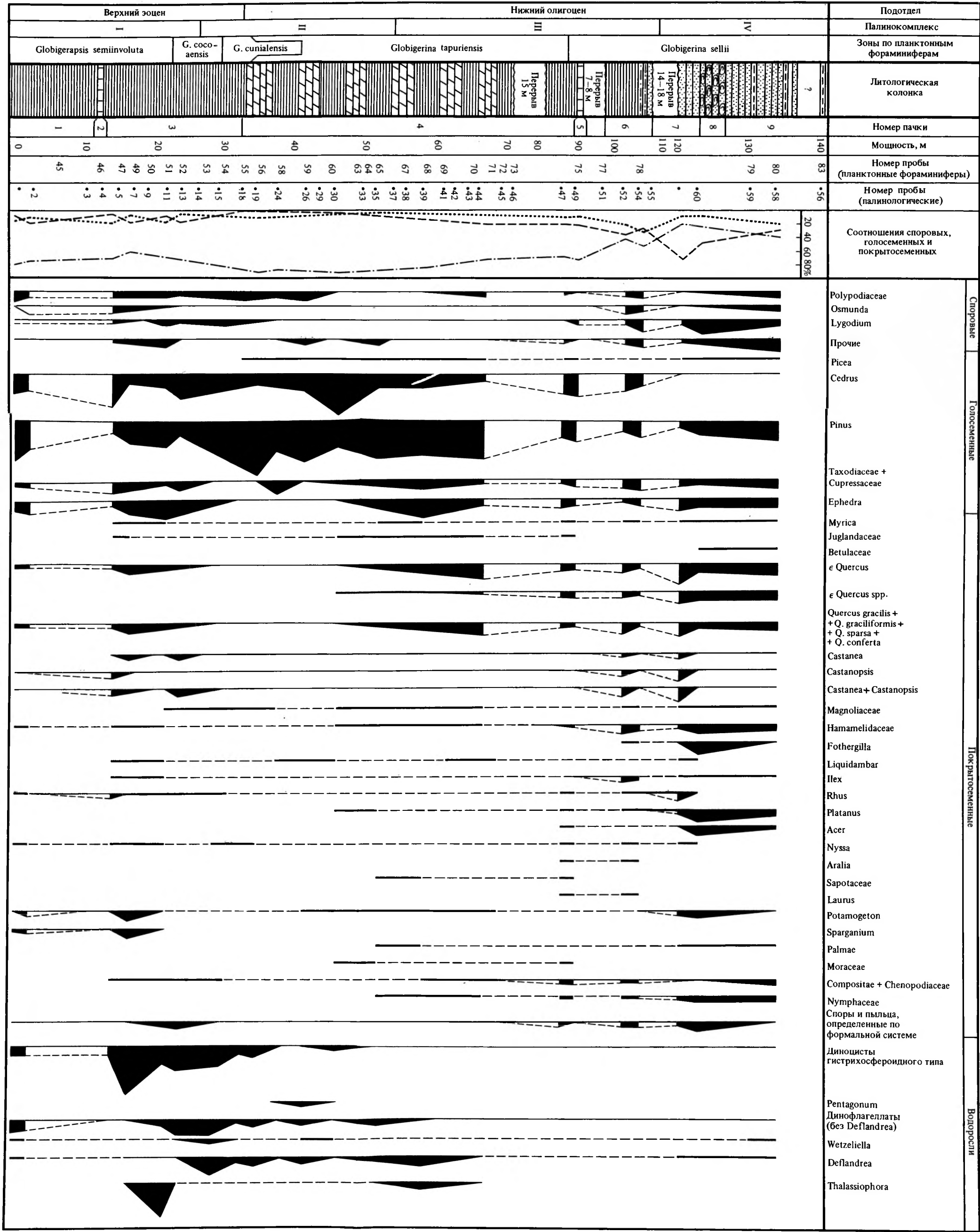


Рис. 14. Биостратиграфия, литостратиграфия и распространение основных видов конодонтов в разрезе Батырбай

Т а б л и ц а 9. Межрегиональные фитостратиграфические подразделения Сибирской палеофлористической области

[illegible]



Каменноугольная				Пермская										Система													
Средний – верхний				Нижний				Верхний										Отдел									
Каёзовско-нижебалахонский				Верхнебалахонский						Кольчугинский						надгоризонт											
Каёзовский		Нижебалахонский		Нижнепромежуточный		Верхнепромежуточно-ишановский		Кемерово-усятский		Кузнецкий		Ильинский		Нижнеильинский		Грамотейско-тайлуганский		горизонт									
		Мазуровский		Алыкаевский				Ишановский		Кемеров-ский		Усят-ский		Старокузнецкий		Митинский		Казанково-маркский		Усатский				подгоризонт			
Остроговская		Нижебалахонская		Балахонская						Кольчугинская						Серия											
Каёзовская		Мазу-ров-ская		Алыка-евская		Промежу-точная		Ишанов-ская		Кемеров-ская		Усатская		Старо-кузнецкая		Митинская		Ильинская		Усатская		Делен-ская		Ерунаковская		Подсерия	
Макаровская		Эвенская				Ефремовская		Убойнинская				Крестьянская и контрактинская				Макаревическо-бразниковская		Эффузивно-туфовая		Свита		Западный Таймур		Норинский район			
																Нижняя подсвита		Верхняя подсвита		Свита							
		Апылканская				Талнахская		Далдыканская		Шимдинская		Кайерканская				Амбаринская		Ергалахская		Свита							
										Харганхуджская				Джинсэтинская						Свита		Южная Монголия		запад, восток			
Мурукишская		Дусинобинская		Аргалитинская												Табун-тологояская				Свита							
								Дунайский		Адыр-ский		Нижне-подпелов-ский		Верхнепеловский		Владивостокский		Чандалазский (сицинский)		Людзинский		Горизонт		Южное Приморье			
Каёзовско-нижебалахонский				Верхнебалахонско-старокузнецкий						Митинско-ильинский						Ерунаковский		над-горизонт									
Каёзовский		Нижебалахонский		Нижнепромежуточный		Верхнепромежуточно-ишановский		Кемерово-старокузнецкий		Митинский		Ильинский		Нижнеильинский		Грамотейско-тайлуганский		Южная Монголия									
Янготойский		Катский		Бургуклинский						Пелятчинский						Легалин-ский		Гагарий-островский		Южная Монголия							
		Нижнекатский		Верхнекатский		Нижнебургуклинский						Верхнебургуклинский						Нижнепелятчинский		Верхнепелятчинский		Южная Монголия					
Аратзигильская										Хануйская												Серия					
						Основных эффузивов				Кислых эффузивов				Осадочно-вулканогенная				Разных по составу эффузивов				Свита					
						Северогобийская																Серия					
		Ачитнурская				Сахалаингольская				Ихэхадская				Сантуинская				Онгинбинская				Свита					
										Эффузивная				Песчано-алевролитовая				Песчано-конгломератовая				Толща					
		Солхитский				Харачолунская толща				Ундерханский				Гадзарский				Сосучейский				Забайкальский					
Макаровский		Турузовский				Бырангский				Соколинский				Цветочинский и белоснежинский				Черноярский				Горизонт					
		Тустахская				Нижнекожевниковская				Верхнекожевниковская				Мисайлалская (низ)													
Лапчанская		Ботуобинская		Алымджинская		Атхарандинская						Боруллойская				Алакитская											
		Мохсоголохская										Хомус-тахская		Хармасская		Кюндейская		Тарагайская		Свита							
Сетачанская		Юпенчинская		Соболевский горизонт				Халджинская				Сюренская				"Дулгалахская"											
				Суорганская		Халданская		Мегенская		Эчийская		Хабахская		Кобычанская		Юлегорская		Амбарская		Кюндюлейская							
Иманджинская				Эмечинская		Халданская		Кулапин-ская		Бугалин-ская		Хабахская		Тумаринская				Деленжинская		Дулгалахская							
				Суркечан-ская		Кенчийская		Согурская		Тельгинская				Догниканская		Дочканакская		Ниванд-жинская									
Магарский (верх)		Ольчинский		Пареньский		Мунутуджакский		Джигдалинский				Омолонский				Гижигин-ский		Хивачский		Горизонт		Колым-Омолонская область					

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ I—VIII

Таблица I

Окремненные микрофоссилии верхнего докембрия

Длина масштабной линейки 10 мкм

1, 2. Южный Урал, нижний рифей, саткинская свита: 1 — *Palaeopleurocapsa kelleri* Krylov et Sergeev, хорошо видно псевдонитчатое строение колонии; 2 — *Eoentophysalis* sp., начальная стадия (глоекапсовидная) развития колонии.

3—6. Южный Урал, верхний рифей, миньярская свита: 3 — *Eoaphanocapsa oparinii* Nyberg et Schopf; 4 — разбросанные пары сферондов *Gloeodiniopsis lamellosa* Schopf emend. Knoll et Golubic и колония *Eoaphanocapsa oparinii* Nyberg et Schopf (в правом нижнем углу), находящиеся среди чехлов *Eomycetopsis robusta* Schopf emend. Knoll et Golubic; 5a, б — *Eoentophysalis yodomata* Lo; палмеллоидная колония из крупных сферондов с хорошо различимой многослойной оболочкой; 6 — *Eoentophysalis* sp., крупные сферонды, стадии разложения *capsulata* по X. Хофманну [Hofmann, 1976], образующие желваковидную колонию.

7—10. Южный Казахстан, венд, чичканская свита: 7a, б — *Obruchevela* sp., спирально закрученные обороты которой образуют замкнутую внутреннюю полость; 8 — *Oscillatoriopsis media* Mendelson et Schopf, трихом из дисковидно-цилиндрических клеток; 9 — *Cyanonema* *disjuncta* Ogurtsova et Sergeev, трихом, распавшийся на отдельные клетки квадратно-цилиндрической формы; 10a, б — *Palaeopleurocapsa fusiformis* Ogurtsova et Sergeev, хорошо видна псевдонитчатая структура колонии из параллельных рядов сферондов и глоекапсовидные агрегаты из нескольких сферондов, инкапсулированных в общую оболочку.

Таблица II

Органостенные микрофоссилии верхнего докембрия

Длина масштабной линейки 10 мкм

1, 2. Учуро-Майский район, руч. Светлый; средний рифей, талынская свита: 1 — *Leiosphaeridia aperta* (Schep.), экз. 1343—4; 2 — *Turuchanica ternata* Tim., экз. 1343—2.

3, 4. Учуро-Майский район, р. Идюм; нижний рифей, омахтинская свита: 3 — *Leiosphaeridia effusa* Schep., экз. 8031—14; 4 — *Sivaglicania tadassii* A. Weiss, фрагмент сфероморфной оболочки с широким разрушенным выростом, экз. 8032—12.

5—7. Учуро-Майский район, руч. Трехгорка; нижний рифей, димская свита: 5 — *Eomycetopsis robusta* Schopf, экз. 1462—3; 6—7 — *Muxococcoides* sp. (6 — экз. 2233—21, 7 — экз. 2233—22).

8—10. Учуро-Майский район: 8 — *Muxococcoides* aff. *grandis* Horodyski et Donaldson, экз. 4123—56, р. Большой Аим; средний рифей, тоттинская свита; 9 — *Lakhandinia prolata* Hermann, экз. 511—А—65, р. Мая; верхний рифей, нерюенская свита; 10 — *Palaeopleurocapsa* sp., экз. 4023—34, р. Большой Аим; средний рифей, тоттинская свита.

11, 13. *Siphonophycus* sp.: 11 — экз. 2078—912, Туруханский район, р. Нижняя Тунгуска, верхний рифей, безыменская свита; 13 — экз. N 511A—1, Учуро-Майский район, р. Мая, верхний рифей, нерюенская свита.

12—15. Учуро-Майский район: 12 — плотная шаровидная колония коккоидных клеток ex. gr. *Sphaerocongregus variabilis* Moorm., экз. 4123—61, р. Большой Аим, средний рифей, тоттинская свита; 14 — *Rugosopsis tenuis* Tim. et Hermann, экз. 511A—2, р. Мая, верхний рифей, нерюенская свита; 15 — цепочная колония коккоидных клеток ex. gr. *Sphaerocongregus variabilis* Moorm., экз. 4021—13, р. Большой Аим, средний рифей, тоттинская свита.

16—19, 21. Туруханский район, р. Мироедиха; верхний рифей, мироедихинская свита: 16 — *Cephalophytarion variabile* Schopf, экз. 2678—4211; 17 — *Calypthothrix perfecta* A. Weiss, экз. 2678—4215; 18 — *Arthosiphon cornutum* A. Weiss, экз. 2678—4208; 19 — сфероморфная оболочка с тетрадой коллапсировавших клеток ex. gr. *Tetrasphaera* Tim. et Hermann, экз. 2578—6880; 21 — *Trachyhystrochosphaera aimika* Tim. et Hermann, экз. 2678—4276.

20, 23. *Salome* sp., Туруханский район, р. Нижняя Тунгуска, верхний рифей: 20 — экз. 2478—3217, свита Буровой; 23 — экз. 2378—1212, деревнинская свита.

22. *Majaphyton antiquum* Tim. et Hermann; экз. 2478—3101; Туруханский район, р. Нижняя Тунгуска, верхний рифей, свита Буровой.

Таблица III

1—13, 23—26. Пыльца покрытосеменных из скв. 416А: 1—12 — неопределенные зерна (1, 2 — обр. 33—3, 32—34 см; 3 — обр. 29—6, 12—14 см; 4 — обр. 28—3, 30—32 см; 5 — обр. 26—5, 22—24 см; 6, 7 — обр. 19—2, 40—42 см; 8—10 — обр. 18—1, 49—51 см; 11, 12 — обр. 14—4, 8—12 см), 13 — *Morocoppollis orbiculatus* Kotova sp. nov., обр. 29—1, 47—49 см; 23—26 — *Morocoppollis certus* Kotova, sp. nov., обр. 28—3, 30—32 см, голотип.

14—22. Пыльца покрытосеменных из скв. 397А: 14—16, 18—22 — неопределенные зерна (14 — обр. 50—2, 20—22 см; 15 — обр. 48—2, 21, 23 см; 16 — обр. 46—2, 15—17 см; 18—20 — обр. 40—2, 20—22 см; 21, 22 — обр. 37—3, 21—23 см); 17 — *Morocoppollis ovalis* Kotova, sp. nov., обр. 50—2, 20—22 см. 1—26×1000.

Таблица IV

1, 2. *Liliacidites* sp., обр. 416А—18—1, 49—51 см: 1 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; 2 — СЭМ, ×10000, видны колумеллы и диморфные ячейки сетки сэкины.

3—5. *Liliacidites* sp., обр. 416А—26—5, 22—24 см, два экземпляра: 3 — СЭМ, ×2000, общий вид зерен; 4 — СЭМ, ×10000, часть сэкины нижнего экземпляра; 5 — те же экземпляры в световом микроскопе, ×1000.

6—8. Тетрада, обр. 416А—26—5, 22—24 см: 6 — СЭМ, ×2000, общий вид тетрады; 7 — СЭМ, ×10000, часть сэкины левого зерна; 8 — тот же экземпляр в световом микроскопе, ×1000.

Таблица V

1—8. Неопределенные пыльцевые зерна: 1—3 — обр. 416А—18—1, 49—51 см (1 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; 2 — СЭМ, ×10000, часть сэкины, видны колумеллы; 3 — тот же экземпляр в световом микроскопе, ×1000); 4, 5 — обр. 416А—29—1, 47—49 см (4 — СЭМ, ×2200, общий вид зерна; 5 — тот же экземпляр в световом микроскопе, ×1000); 6—8 — обр. 416А—18—1, 49—51 см (6 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; 7 — СЭМ, ×10000, часть сэкины; 8 — тот же экземпляр в световом микроскопе, ×1000).

9—13. *Retimonocolpites* sp.: 9, 10 — обр. 416А—10—1, 42—44 см (9 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; 10 — СЭМ, ×10000, часть сэкины); 11—13 — обр. 397А—35—2, 20—22 см (11 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; 12 — СЭМ, ×10000, часть сэкины; 13 — тот же экземпляр в световом микроскопе, ×1000).

Таблица VI

1—7. *Morocoppollis orbiculatus* Kotova, sp. nov.: 1—4 — обр. 416А—29—1, 47—49 см (1 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; 2 — СЭМ, ×10000, часть сэкины с гладкими пирамидальными стенками сетки; 3, 4 — тот же экземпляр в световом микроскопе, ×1000); 5—7 — обр. 416А—28—3, 30—32 см (5 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; 6 — СЭМ, ×10000, часть сэкины с гладкими пирамидальными стенками сетки; 7 — тот же экземпляр в световом микроскопе, ×1000).

Таблица VII

1—8. *Morocoppollis orbiculatus* Kotova, sp. nov.: 1, 2 — обр. 416А—29—6, 12—14 см (1 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; 2 — СЭМ, ×10000, часть сэкины); 3—5 — обр. 416А—28—3, 30—32 см (3 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; часть сэкины не сохранилась и видна гладкая сэкина; 4 — СЭМ, ×10000, часть сэкины; 5 — тот же экземпляр в световом микроскопе, ×1000); 6—8 — обр. 416А—29—1, 47—49 см, световой микроскоп, ×1000, голотип (6 — верхний, 7 — средний, 8 — нижний уровни фокуса).

Таблица VIII

1—14. *Morocoppollis ovalis* Kotova sp. nov.: 1—4 — обр. 397А—50—2, 20—22 см (1 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; 2 — СЭМ, ×10000, часть сэкины с гладкими пирамидальными стенками сетки; 3, 4 — тот же экземпляр в световом микроскопе, ×1000); 5 — обр. 416А—10—1, 42—44 см, СЭМ, ×2000; 6—8 — обр. 397А—50—2, 20—22 см (6 — СЭМ, ×2000, общий вид зерна; 7, 8 — тот же экземпляр в световом микроскопе, ×1000); 9, 10 — обр. 397А—50—2, 20—22 см, световой микроскоп, ×1000; 11, 12 — обр. 397А—37—3, 21—23 см; световой микроскоп, ×1000, голотип; 13, 14 — обр. 397А—37—3, 21—23 см, световой микроскоп, ×1000.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ	
Горизонты верхнего докембрия (Б.М. Келлер, М.Е. Раабен)	6
Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация, классификация и стратиграфическое значение (М.А. Семихатов, Вл.А. Комар)	13
Микрофоссилии в стратиграфии докембрия: проблемы и перспективы (И.Н. Крылов, А.Ф. Вейс, В.Н. Сергеев)	31
Ледниковые горизонты и проблемы палеомагнетизма верхнего докембрия (Н.М. Чумаков) ...	42
Заключение	56
ФАНЕРОЗОЙ	
Палеозой	58
Стратиграфия пограничных отложений докембрия и кембрия: модель общей шкалы (В.В. Миссар-жевский)	59
Акритархи и стратиграфия кембрия Восточно-Европейской платформы (Н.А. Волкова)	74
Батырбайский разрез Южного Казахстана — возможный стратотип границы кембрия и ордовика (М.Н. Чугаева, С.В. Дубинина, М.К. Аполлонов, В.Г. Жемчужников)	84
Провинциализм силурийских брахиопод Центральной Азии (Х.С. Розман)	106
Радиолярии палеозоя: значение для стратиграфии, эволюция и соотношение с развитием других групп фауны (Б.Б. Назаров)	112
Основные проблемы фитостратиграфии верхнего палеозоя Северной и Центральной Азии (М.В. Дуранте)	131
Мезозой	146
Особенности раннестриасового этапа флорогенеза (И.А. Добрускина)	146
Поздняя юра: проблемы стратиграфии и корреляции по фораминиферам (К.И. Кузнецова)	157
Фитостратиграфия субазеральных вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса (Е.Л. Лебедев)	170
Сравнительная характеристика нижнемеловых палинокомплексов Центральной и Южной Атлантики (И.З. Котова)	179
Кайнозой	199
Корреляция разнофациальных отложений верхнего эоцена — нижнего олигоцена (океаны и континенты) (В.А. Крашенинников, Н.И. Запорожец, Г.Г. Кургалимова)	199
Корреляция позднекайнозойских отложений Палеарктики по млекопитающим (Э.А. Вангенгейм, М.Л. Певзнер, Л.К. Габуния)	220
Современное состояние проблемы границы между неогеновой и четвертичной системами (К.В. Никифорова, М.Н. Алексеев)	227
Межзональная корреляция верхнеплиоцен-четвертичных отложений: вопросы методологии и некоторые результаты (Ю.М. Васильев, А.Е. Додонов)	253
Заключение	272
Литература	275
Объяснения к таблицам I—VIII	306

CONTENTS

Introduction	3
UPPER PROTEROZOIC	
Horizons of the Upper Precambrian (<i>B.M. Keller, M.E. Raaben</i>)	6
Precambrian stromatolites: biological interpretation, classification and stratigraphic significance (<i>M.A. Semikhatov, V.A. Komar</i>)	13
Microfossils in the Precambrian stratigraphy: problems and perspectives (<i>I.N. Krylov, A.F. Weis, V.N. Sergeev</i>)	31
Glacial horizons and problems of paleomagnetism of the Upper Precambrian (<i>N.M. Chumakov</i>)	42
Conclusion	56
FANEROZOIC	
Paleozoic	58
Stratigraphy of the Precambrian/Cambrian boundary deposits: model of the general scale (<i>V.V. Misarzhevskiy</i>)	59
Acritarchs and the Cambrian stratigraphy of the East European platform (<i>N.A. Volkova</i>)	74
Batyrbai section of the Southern Kazakhstan — possible stratotype of the Cambrian/Ordovician boundary (<i>M.N. Chugaeva, S.V. Doubinina, M.K. Apollonov, V.G. Zhemchuzhnikov</i>)	84
Provincialism of Silurian brachiopods of the Central Asia (<i>Kh.S. Rosman</i>)	106
Paleozoic radiolarians: significance for stratigraphy, evolution and its relation with other faunistic groups (<i>B.B. Nazarov</i>)	112
Main problems of phytostратigraphy of the Upper Paleozoic of the North and Central Asia (<i>M.V. Dourante</i>)	131
Mesozoic	146
Peculiarities of the Early Triassic stage of florogenesis (<i>I.A. Dobruskina</i>)	146
Late Jurassic: problems of stratigraphy and correlation by means of foraminifera (<i>K.I. Kuznetsova</i>)	157
Phytostратigraphy of subaerial volcanogenic deposits of the Okhots-Chukotka belt (<i>E.L. Lebelev</i>)	170
Comparative characteristic of the Lower Cretaceous palynassemblages of the Central and Southern Atlantic (<i>I.Z. Kotova</i>)	179
Cenozoic	199
Correlation of different facies of the Upper Eocene — Lower Oligocene deposits (oceans and continents) (<i>V.A. Krashenninnikov, N.I. Zaporozhets, G.G. Kourgalimova</i>)	199
Correlation of the Late Cenozoic deposits of Palearctic (based on Mammals) (<i>E.A. Vangengeim, M.L. Pevzner, L.K. Gabunia</i>)	220
Modern state of the problem of the Neogene/Quaternary boundary (<i>K.V. Nikiforova, M.N. Alexeyev</i>)	227
Interzonal correlation of the Upper Pliocene-Quaternary deposits. Questions of methodology and some results (<i>Yu.M. Vasiliev, A.E. Dodonov</i>)	253
Conclusion	272
Literature	275
Explanation to Plates I—VIII	306

Научное издание

**ПРОБЛЕМЫ
СТРАТИГРАФИИ
ВЕРХНЕГО
ПРОТЕРОЗОЯ
И ФАНЕРОЗОЯ**

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

Труды, вып. 431

Художественный редактор *И. Ю. Нестерова*

Технический редактор *Л. Н. Богданова*

Корректор *О. А. Разуменко*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 40146

Подписано к печати 16.12.88. Т — 22931

Формат 70×100 ¹/₁₆. Бумага офсетная N 1

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл. печ. л. 25,4+2,2 вкл. Усл. кр.-отт. 27,6. Уч.-изд. л. 32,7

Тираж 600 экз. Тип. зак. 967. Цена 6 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"
ГОТОВЯТСЯ К ВЫПУСКУ КНИГИ:

Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги. 22 л.

В книге рассмотрен петрогенетический аспект островодужного вулканизма на примере длительно изучавшихся авторами вулканов Курильской островной дуги. Оценены существующие гипотезы и отдано предпочтение тем из них, которые предусматривают нижнекоровый генезис островодужных вулканитов.

Для вулканологов, геологов, петрографов.

Вебер В.В. Основные пути генезиса нефти. 4 л.

Это заключительный этап глубоких и оригинальных исследований по актуальной проблеме геологической науки о происхождении нефти. Работа базируется на длительных экспериментальных исследованиях, ее автор — основоположник одной из концепций органической теории происхождения нефти. Книга — золотой фонд геологической науки о нефти, имеет большое теоретическое и практическое значение.

Для геологов-нефтяников, занимающихся проблемой происхождения нефти и оценкой перспектив нефтегазоносности территорий и акваторий.

Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозе. 20 л.

В книге показаны впервые реконструированные строение и история развития кристаллического фундамента Северо-Востока Азии. Предложена модель формирования дорифейской континентальной коры. Выдвинуто представление о том, что многие особенности развития этого региона в неогее предопределялись высокой эндогенной активностью дорифейских гнейсово-купольных структур.

Для широкого круга геологов, изучающих вещественный и историко-геологический аспекты проблемы эволюции земной коры.

