Том 2, Номер 6

Ноябрь - Декабрь 1994

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов

МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 2 № 6 1994 Ноябрь - Декабрь

Основан в 1993 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0869-592X

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,
И. А. Басов, М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибикова,
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невесская, А. Г. Пономаренко,
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина
Науч. редактор А. С. Тарабанова

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 231-21-64

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук, 1994 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Том 2, номер 6, 1994

Некоторые общие закономерности эволюции млекопитающих

М. А. Певзнер, Э. А. Вангенгейм 3

Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя.
Статья 1: Северная Евразия, Китай и Индия

М. А. Семихатов, М. Е. Раабен 10

"Гигантизм" в развитии микрофоссилий докембрия и его биостратиграфическое значение

В. К. Головенок, М. Ю. Белова 33

Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли

В. Е. Хаин, К. Б. Сеславинский 40

Трансгрессии и регрессии морей на континентах в фанерозое (количественный анализ)

А. Б. Ронов 64

Новые данные по стратиграфии мезозоя - кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет)

М. К. Бахтеев, В. Н. Беньямовский, Н. Ю. Брагин, Д. И. Витухин,
О. А. Морозов, В. Н. Синельникова, С. Р. Тихомирова, А. Е. Шанцер 77

Эоценовые отложения северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины
(зональная стратиграфия и циклический анализ)

Э. П. Радионова, Т. В. Орешкина, И. Е. Хохлова, В. Н. Беньямовский 85

Зоогеография позднеэоценовых бассейнов Западной Евразии по двустворчатым моллюскам

С. В. Попов 103

Стратиграфия пограничных отложений олигоцена и миоцена в Приморье

Б. И. Павлюткин, Т. И. Петренко 119

Планктонные фораминиферы и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений
Северной Атлантики

В. А. Крашенинников, М. Е. Былинская 128

Годовое содержание т. 2. №№ 1 - 6, 1994 г. 140

CONTENTS

Volume 2, Number 6, 1994

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК Наука/Interperiodica Publishing (Russia). *Stratigraphy and Geological Correlation* ISSN 0869-5938.

Some General Features of Mammalian Evolution

M. A. Pevzner, E. A. Vangengeim 3

Dynamics of the Global Diversity of the Proterozoic Stromatolites
Article I: Northern Eurasia, China, and India

M. A. Semikhatov and M. E. Raaben 10

"Gigantic Forms" in the Development of Precambrian Microfossils
and Its Biostratigraphic Significance

V. K. Golovenok and M. Yu. Belova 33

Global Rhythms of the Phanerozoic Endogenic Activity of the Earth

V. E. Khain and K. B. Seslavinskii 40

Sea Transgressions and Regressions on Continents
during the Phanerozoic (a Quantitative Analysis)

A. B. Ronov 64

New Data on Mezozoic and Cenozoic Stratigraphy
of the Eastern Kamchatka (the Valagina Ridge)

M. K. Bakhteev, V. N. Ben'yamovskii, N. Yu. Bragin, D. I. Vitukhin, O. A. Morozov, V. N. Sinel'nikova, S. R. Tikhomirova, A. E. Shantser 77

The Eocene Deposits on the Northeastern Slope of the Dnieper–Donets Depression:
Zonal Stratigraphy and Cyclic Recurrence Analysis

E. P. Radionova, T. V. Oreshkina, I. E. Khokhlova, and V. N. Ben'yamovskii 85

Zoogeography of the Late Eocene Basins of Western Eurasia According to Bivalve mollusks

S. V. Popov 103

The Oligocene–Miocene Marginal Layers and the Paleogene-Neogene Boundary in Primor'e

B. I. Pavlyutkin, T. I. Petrenko 119

Planktonic Foraminifers and Pliocene–Quaternary Stratigraphy of North Atlantic Sediments

V. A. Krasheninnikov and M. E. Bylinskaya 128

Index 1994 140

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1994, том 2, № 6, с. 3 - 9

УДК 562/569:551.782

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МЛЕКОПИТАЮЩИХ

© 1994 г. М. А. Певзнер, Э. А. Вангенгейм

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер. 7, Россия

Поступила в редакцию 27.10.93 г.

При изучении млекопитающих неогена и квартера установлено, что эволюция животных, принадлежащих к одной филетической линии, у ряда групп млекопитающих происходит по единому закону, который описывается формулой ареакотангенса. Этот закон может быть использован для решения теоретических и практических вопросов, таких как сближение понятий биологического и палеонтологического видов, определение морфологических границ видов и продолжительности их существования, установления скорости эволюции и для разработки биометрического метода датирования костных остатков с высокой степенью точности.

Анализ данных, отражающих зависимость от времени изменений морфологических параметров, характеризующих направление эволюции в отдельных филетических линиях млекопитающих, показал, что некоторые из этих параметров развиваются по единому закону. Этот вывод сделан на основании как собственных материалов для родов Promimomys, Borsodia, Archidiskodon–Mammuthus, так и данных других авторов для родов Elephas, Mesochoerus (Cook, Maglio, 1972), Dicrostonyx (Кочев, 1989), Pliopotamys–Ondatra (Martin, 1984) (табл. 1, 2; 3).

Для рода Promimomys (интервал времени 7.83 - 3.58 млн. лет) в качестве морфологического эволюционного параметра (МЭП) принята сумма высот трех дентиновых трактов на M_1; для рода Borsodia (2.61 - 2.25 млн. лет) – высота заднего внутреннего тракта на M_1; для линии Archidiskodon–Mammuthus (2.35 - 0.64 млн. лет) – количество пластин на 10 см длины зуба на M^3; для рода Elephas (4.1 - 0.04 млн. лет) – отношение высоты коронки к ее ширине на M^3; для рода Mesochoerus (3.00 - 1.00 млн. лет) – длина M^3; для рода Dicrostonyx (0.225 млн. лет - современность) – глубина дополнительно развивающихся синклиналей на M^1 и M^2, выраженная через величину вписанного в них угла; для линии Pliopotamys–Ondatra (3.98 млн. лет - современность) – высота первого лабиального тракта M_1.

Во всех случаях зависимость величин МЭП от времени описывается формулой ареакотангенса (обратная гиперболическая функция) при $x > 1$. Ареакотангенс выражается через логарифмы по формуле

$$y = \frac{1}{2}\ln\frac{x+1}{x-1}, \qquad (1)$$

где x – геологический возраст изучаемого объекта, y – величина МЭП.

Из формулы [1] следует:

$$x = \frac{e^{2y}+1}{e^{2y}-1}. \qquad (2)$$

Положение рассматриваемых филетических линий млекопитающих на кривой ареакотангенса, построенной в условных единицах, показано на рис. 1.

Установление этого закона открывает возможности для решения ряда практических и теоретических задач.

БИОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ДАТИРОВАНИЯ

Поскольку мы знаем закон, по которому меняется величина МЭП в зависимости от времени, можно решить и обратную задачу – определить возраст местонахождений по величина МЭП[1]. Это можно сделать или графически, или по формуле [2], что будет значительно точнее. Однако и в том, и в другом случаях необходимо определить масштабы по осям X (временной) и Y (морфологического эволюционного параметра). Для того, чтобы решить эту задачу, необходимо иметь минимум три точки (в данном случае – три местонахождения) с известными величинами МЭП и датировками. Перемещая систему из трех точек с известными соотношениями изменений величины МЭП от времени между первой и второй и между второй и третьей точками по кривой ареакотангенса, при этом изменяя масштаб по осям X и Y, найдем такое их положение на кривой, при котором будут выдерживаться присущие этой системе соотношения величин МЭП от времени.

[1] Идея о возможности определения возраста местонахождений по биометрическим данным была высказана Л. Мартином (Martin, 1984) на примере эмпирической кривой, построенной им для линии Pliopotamys–Ondatra.

Таблица 1. Средние значения морфологического эволюционного параметра и возраст местонахождений остатков Archidiskodon–Mammuthus, Borsodia, Pliopotamys–Ondatra

Местонахождения	T	n	M	T^1	
Archidiskodon–Mammuthus[1]					
Тирасполь	0.64*	19	6.1	0.643	+0.074 −0.062
Синяя Балка	0.95*	45	5.50	0.947	+0.061 −0.054
Ливенцовка нижний горизонт	2.35*	24	4.58	2.355	+0.164 −0.149
Borsodia					
Лебяжье	2.32*	10	2.77	2.325	±0.007
Крыжановка 1, 2	2.43*	9	1.77	2.427	+0.016 −0.017
Веселовка	2.53*	5	0.94	2.530	+0.022 −0.021
Pliopotamys–Ondatra[2]					
Современные	0*		6.1	0.000	
Висконсинские	>0.1		5.2	0.013	
Кудахи	0.6*		1.08	0.603	
Борчерс, Грэндвью	1.9*		0.29	1.843	
Хагермен	3.5		0	3.982	

Примечание. T – возраст в млн. лет, установленный геологическими, радиометрическими или палеомагнитным методами; * – опорные точки; n – количество образцов; M – среднее значение морфологического эволюционного параметра; T^1 – возраст в млн. лет, полученный биометрическим методом. [1] значения M и n из работ (Дуброво, 1964; Дуброво, Байгушева, 1964; Dubrovo, 1975); [2] значения T и M сняты с графика (Martin, 1984, fig. 7).

Таблица 2. Средние значения морфологического эволюционного параметра и возраст форм Elephas, Mesochoerus, Dicrostonyx

Виды	T	n	M	T^1
Elephas[1]				
E. iolensis	0.04*	8	2.37	0.040
E. recki, stage 3 - 4	1.0*	10	1.71	0.988
E. recki, stage 1 - 2	2.2	13	1.39	2.182
E. ekorensis	4.1*	6	1.15	4.100
Mesochoerus[2]				
M. olduvaiensis	1.0*	5	61.5	1.0
M. limnetes	1.9*	8	48.1	1.895
»	2.1	8	45.9	2.095
»	2.45	7	42.2	2.456
»	3.0*	4	36.7	3.094
Dicrostonyx[3]				
D. torquatus	0*		74.7	0.000
D. gulielmi gulielmi	30*		37.6	30.047
»	37		32.6	37.040
D. simplicior posterior	210		1.4	204.837
D. simplicior simplicior	225*		0	225.471

Примечание. Обозначения те же, что на табл. 1; T и T^1 для Dicrostonyx – в тыс. лет; [1] и [2] – значения T и M сняты с графика (Cook, Maglio, 1972, fig. 7 D, fig. 5); [3] значения T и M сняты с графика (Кочев, 1989, рис. 1).

В качестве примера разберем определение возраста местонахождений Молдовы и юга Украины с остатками рода Promimomys. Местонахождения Мусаит 5, Будей, Этулия (нижний и средний костеносные горизонты) и Лучешты VII залегают в толще карболийского аллювия, развитого на западе Молдовы.

Местонахождения Гребеники-2 (юг Украины) и Новая Андриашевка (восток Молдовы) приурочены к отложениям кучурганского гравия, Мугурены (Центральная Молдова) – к стольниченскому аллювию. Местонахождение Виноградовка (Болградский район Украины) связано с нижним горизонтом отложений нижнего понта (Вангенгейм и др., 1994).

В качестве морфологического эволюционного параметра использована сумма высот трех дентиновых трактов первого нижнего моляра (наружного тракта антероконида и наружного и внутреннего трактов задней призмы). Измерение высоты дентиновых трактов производилось от условной линии, проводимой в основании коронки зуба перпендикулярно длинным осям входящих углов через нижнюю точку эмали заднего наружного входящего угла.

За три опорные точки, позволяющие определить их положение на кривой ареакотангенса и масштабы по осям X и Y, были взяты местонахождения Виноградовка, Гребеники-2 и Этулия (нижний горизонт). Костеносный горизонт Виноградовки залегает в обратнонамагниченных отложениях нижнего понта (эпоха магнитной полярности 6), сразу выше зоны прямой полярности (эпоха 7). Исходя из возраста границы между эпохами 7 и 6, равного 6.8 млн. лет, для костеносного горизонта принимаем возраст 6.75 млн. лет. Возраст местонахождения Гребеники-2 принимается равным 3.95 млн. лет. Этот вывод делается на том основании, что Promimomys moldavicus из Гребеников-2 по степени эволюционного развития не отличается от P. moldavicus из румынского местонахождения Малуштени. Возраст последнего оценивается в интервале 4.0 - 3.9 млн. лет (Radulescu, Samson, 1989).

Возраст местонахождений млекопитающих из карболийского аллювия ограничивается снизу датировкой молодой границы эпизода Кочити, а сверху – датировкой границы Гильберт–Гаусс. По геологическому положению в толще карболийского аллювия нижний костеносный горизонт местонахождения Этулия может быть помещен в магнитохронологической шкале в середину интервала обратной полярности между молодой границей эпизода Кочити и границей Гильберт–Гаусс. Отсюда его возраст принимается равным 3.60 млн. лет.

Определив положение опорных точек на кривой и масштабы по осям X и Y, из формулы [2] получим расчетную формулу:

$$T = 3.5\frac{2.6e^{1.9M}+1}{2.6e^{1.9M}-1} \text{ млн. лет.} \qquad (3)$$

Таблица 3. Возраст местонахождений млекопитающих, полученный биометрическим методом по роду Promimomys

Местонахождения	n	M	m	σ	T	k	k'
Этулия (средний горизонт)	10	1.84	±0.03	±0.11	3.583	±0.005	±0.14
Лучешты VII	18	1.79	±0.04	±0.18	3.591	±0.007	±0.19
Этулия (нижний горизонт)	9	1.69	±0.05	±0.14	3.610	+0.011 −0.008	+0.30 −0.22
Будей	2	1.25	±0.05	±0.07	3.760	+0.027 −0.024	+0.72 −0.63
Мусаит 5	5	1.18	±0.08	±0.17	3.798	+0.051 −0.044	+1.34 −1.16
Гребеники-2	3	0.97	±0.15	±0.25	3.954	+0.163 −0.118	+4.12 −2.98
Новая Андриашевка	5	0.62	±0.03	±0.03	4.441	+0.062 −0.059	+1.40 −1.33
Мугурены	1	0.23			5.814		
Виноградовка	2	0.10	0	0	6.765		

Примечание. n – количество остатков (нижних первых моляров – M_1); M – среднее значение суммы высот дентиновых трактов в мм; m – средняя квадратичная ошибка определения M в мм; σ – среднее квадратичное отклонение от M в мм; T – возраст в млн. лет; k – средняя квадратичная ошибка определения возраста в млн. лет; k' – относительная ошибка определения возраста в %.

Возраста местонахождений, вычисленные по формуле (3), приведены в табл. 3.

Как видно из этой таблицы, абсолютные (k) и относительные (k') ошибки, с которыми определены возраста местонахождений, не одинаковы. Они колеблются в пределах от 0.005 млн. лет до 0.163 млн. лет (k) и от 0.14 до 4.12% (k'). Такая различная точность вполне объяснима, так как ошибки в определении возраста местонахождения главным образом зависят от положения среднего значения морфологического эволюционного параметра (M) на кривой ареакотангенса и от точности, с которой определено M. Ошибка в определении M зависит от величины среднего квадратичного отклонения от $M(\sigma)$ и количества измерений (n). Поскольку мы не можем повлиять на уменьшение σ, так как та или иная величина варьирования опытного материала является присущим ему свойством, то точность определения M может быть повышена лишь с помощью увеличения числа измерений. При этом среднюю ошибку измерений можно довести до какой угодно малой величины, и, соответственно, повысить точность определения M до любого желаемого значения.

Естественно, что на практике, особенно при работе с палеонтологическим материалом, невозможно бесконечно увеличивать число измерений. Однако ошибка в определении возраста, не превышающая 1%, может быть получена уже при относительно небольшом числе измерений.

Очень высокая точность, с которой определен возраст местонахождений форм одной филетической линии, позволяет с малыми ошибками (в нашем случае – первые тысячи лет) определить временные интервалы между местонахождениями представителей этой линии. Однако вся система

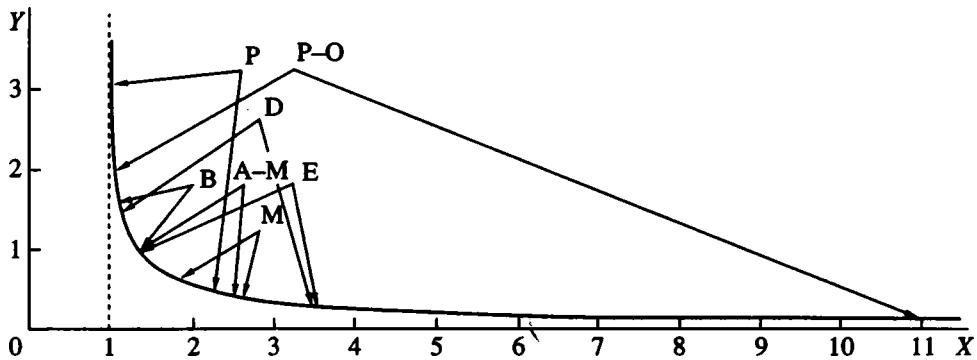


Рис. 1. Положение различных филетических линий млекопитающих на кривой ареакотангенса, построенной в условных единицах.

P – Promimomys; P–O – Pliopotamys–Ondatra; D – Dicrostonyx; M – Mesochoerus; B – Borsodia; E – Elephas; A–M – Archidiskodon–Mammuthus.

может быть перемещена вверх или вниз по геохронологической шкале на величину ошибки абсолютного возраста опорных местонахождений.

Так, например, возраст всех местонахождений, полученный биометрическим методом по остаткам рода Promimomys, мы не можем удревнить более, чем на 35 тыс. лет, так как опорное местонахождение Виноградовка, отложения которого имеют обратную намагниченность (начало эпохи 6), не может быть древнее границы палеомагнитных эпох 7 и 6 – 6.8 млн. лет. Нельзя и омолодить возраст всех местонахождений более, чем на 90 тыс. лет. Это заключение делается на основании того, что Promimomys из местонахождения Гребеники-2 (3.95 млн. лет) древнее формы из местонахождения Лупоая в Румынии, возраст которого, по данным И. Андрееску и др. (Andreescu *et al.*, 1986), немного древнее молодой границы эпизода Кочити – 3.86 млн. лет.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ГРАНИЦАХ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ВИДОВ

Проблеме вида в палеонтологии посвящено много работ различных исследователей, но до последнего времени она остается нерешенной. Как известно, в основу концепции вида в неонтологии положен критерий скрещиваемости между особями одного вида и репродуктивной изоляции у особей разных видов. Однако на практике неонтологи во многих случаях пользуются только морфологическим критерием вида (Кэйн, 1958; Майр, 1974; Тимофеев-Ресовский и др., 1977 и др.)

В палеонтологии генетический критерий (скрещиваемость или репродуктивная изоляция) по известным причинам применяться не может. Поэтому возникли такие понятия, как "биологический вид" (neospecies) и "палеонтологический вид" (paleospecies). А. Кейн (1958) считал, что единственное существенное различие между современными и палеонтологическими видами состоит в том, что неонтологические виды имеют естественные морфологические границы, а палеонтологические – произвольные.

В том случае, когда в палеонтологической летописи имеется перерыв, то морфологический хиатус между двумя формами дает основание относить их к разным видам. Однако и в таком случае нет гарантии, что две формы не будут относиться к крайним вариантам в ряду изменчивости одного вида. Когда же зафиксирована непрерывная филетическая эволюция, проведение границ между видами вызывает еще большие трудности.

В. Громова (1959) считала, что необходимо "... приложить усилия для максимального приближения объема и содержания вида ископаемых животных к представлению о виде, существующему в современной биологии и, в частности, в неонтологической систематике" (с. 13). По представлениям Дж. Симпсона (Simpson, 1961), морфологические различия между ископаемыми видами должны быть по крайней мере не меньше, чем между ныне живущими видами той же (или близкой) таксономической группы.

Разделяя такие представления, мы предлагаем один из возможных вариантов подхода к решению проблемы, позволяющий на основании морфологических критериев сблизить понятие объема и содержания видов ископаемых и ныне живущих млекопитающих.

За морфологические границы ископаемых видов мы предлагаем принять крайние значения в ряду изменчивости морфологического эволюционного признака современного вида, выраженные в процентах, считая, что такая изменчивость постоянна во времени.

Проиллюстрируем предлагаемый подход к решению этой задачи на примере американских ондатр. За основу взят один морфологический признак – высота первого лабиального тракта на M_1. Примем расстояние от оси X до точки E (современный вид Ondatra zibethicus) за 100% (рис. 2). В этом случае максимальное значение варьирования величины дентинового тракта на M_1 у современного вида составляет ±16% расстояния между осью X и точкой E[2]. Таким образом, нижняя граница вида составит 84% расстояния от оси X до среднего значения МЭП, а верхняя – 116%. Предполагается, что такие соотношения справедливы для всех ископаемых видов этого филума. Соответственно, мы можем рассчитать величину МЭП для границ видов.

Нулевое значение МЭП принимаем за нижнюю границу первого в этой линии вида. Расстояние от оси X до точки с нулевым значением МЭП также составит 84% расстояния от оси X до среднего значения МЭП этого вида. Соответственно, верхняя граница первого вида будет нижней границей следующего вида. Расстояние от оси X до этой границы составит 116% расстояния от оси X до среднего значения первого вида и 84% для второго вида и т.д. Последовательно проделав подобные расчеты для всего графика, мы определили положения границ (в единицах МЭП) всех видов этой линии, которые и показаны на графике слева черточками. Соответственно по величинам МЭП на границах видов можно вычислить возраст этих границ (на рисунке по оси X они указаны стрелками) и продолжительность существования видов.

Проведенные расчеты показывают, что в рассматриваемой линии может быть выделено 10 видов (I - X, рис. 2). Первый вид (I) – P. minor. Л. Мартин (Martin, 1984) указывал, что у этой формы в местонахождении Хагермен тракты очень низкие

[2] Величины варьирования и средние значения высот дентинового тракта приняты по данным Л. Мартина (Martin, 1984). Если при более детальных работах эти величины изменятся, то соответственно расчеты также следует изменить, но логика построений сохранится.

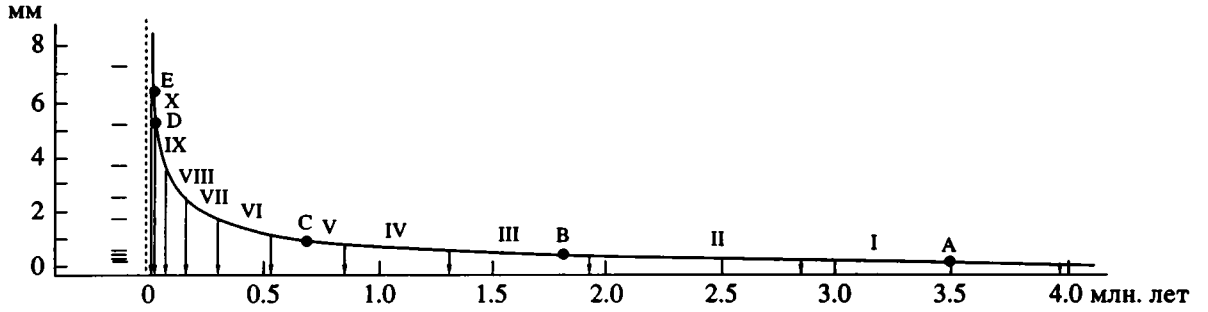


Рис. 2. Зависимость изменения высоты первого лабиального тракта на M_1 от времени в линии Pliopotamys–Ondatra.

По оси X указано время в млн. лет; стрелки – возраст предлагаемых границ видов (I - X). По оси Y цифрами указана высота первого лабиального тракта на M_1 в мм; черточки справа от оси Y – величины этого параметра для границ видов. Местонахождения: A – Хагермен; B – Борчерс и Грэндвью; C – Кудахи; D – висконсинские; E – современные (по Nelson, Semken, 1970; Martin, 1984).

или отсутствуют, и что для этого местонахождения он принял нулевое значение МЭП. Однако как показали наши расчеты, нулевое значение МЭП должна иметь форма с возрастом 3.982 млн. лет, а при возрасте 3.5 млн. лет (датировка Хагермена) средняя величина дентинового тракта составит 0.037 мм. Второй вид (II) – P. meadensis, третий (III) – Ondatra idahoensis. Четвертый вид представляет не названную Л. Мартином форму, которая в его схеме соответствует арвиколидной зоне IV. Далее следует O. annectens (V). Форма, представляющая вид VI, пока неизвестна. Седьмой вид (VII) – O. nebrascensis. К видам VIII и IX могут относиться формы, представленные в местонахождениях Маунт Скотт и Миллерс Кэйв (Nelson, Semken, 1970). Последний вид в этой линии (X) – O. zibethicus, современная форма, которая, по нашим расчетам, появилась 13.5 тыс. лет назад.

Из анализа графика следует, что продолжительность существования видов не одинакова – она уменьшается вверх по временнóй шкале.

В приведенном примере при определении границ вида ископаемых животных мы исходили из изменчивости современного вида. В том случае, когда филетическая линия представлена только вымершими формами, сохраняется тот же подход для определения границ вида. Но за основу принимается вариабельность признака наиболее полно представленного вида из одного местонахождения (или нескольких, строго одновозрастных). Проиллюстрируем такой вариант на примере рода Promimomys. В основу положены материалы по югу Украины и Молдовы (рис. 3). Наибольшее количество остатков рода Promimomys получено из местонахождения Лучешты VII. За морфологической эволюционный параметр принята сумма трех дентиновых трактов на M_1. Вариабельность параметра составляет ±13% расстояния от оси X до положения среднего значения этого признака на графике. Следовательно границы видов составляют соответственно 87 и 113% расстояния от оси X до среднего значения МЭП каждого вида.

Нулевое значение МЭП, как и в примере с ондатрами, принимается за нижнюю границу первого вида этой линии. Проделав описанные выше расчеты, мы получили величины МЭП для границ видов, показанные слева от графика черточками.

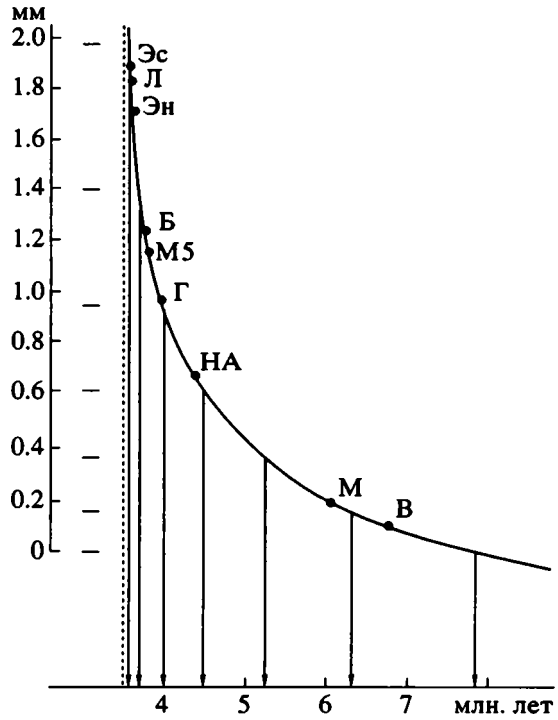


Рис. 3. Зависимость изменения суммы высот трех дентиновых трактов на M_1 от времени у видов рода Promimomys.

По оси X цифрами указано время в млн. лет; стрелки – возраст предлагаемых границ видов. По оси Y цифрами указана сумма высот трех дентиновых трактов на M_1 в мм; черточки справа от оси Y – величины этого параметра для границ видов. B – Promimomys sp. n. 1, Виноградовка; M – P. sp. n. 2; Мугурены; НА – P. insuliferus, Новая Андриашевка; Г – P. moldavicus, Гребеники-2; M5 – P. moldavicus, Мусаит 5; Б – P. moldavicus, Будей; Эн – P. sp. n. 3, Этулия (нижний горизонт); Л – P. sp. n. 3, Лучешты VII; Эс – P. sp. n. 3, Этулия (средний горизонт).

По временнóй шкале стрелками показан возраст этих границ.

Две наиболее древние формы рода Promimomys, еще не описанные, представлены очень малым материалом в местонахождениях Виноградовка и Мугурены. Следующий вид в наших коллекциях отсутствует. Четвертый вид в рассматриваемой филетической линии представлен P. insuliferus, биометрические исследования которого выполнены по остаткам из местонахождения Новая Андриашевка. Пятый вид P. moldavicus известен в местонахождениях Гребеники-2, Мусаит и Будей. Следует отметить, что форма из Гребеников-2, так же как и типовой экземпляр этого вида, описанный из местонахождения Малуштени в Румынии, находится у нижней (древней) границы вида.

И, наконец, последняя форма, относимая рядом авторов к Promimomys moldavicus, представлена в местонахождениях Этулия и Лучешты VII. Ее следует рассматривать как самостоятельный и конечный вид в линии рода Promimomys.

Таким образом, приведенные данные показывают, что мы имеем дело с непрерывной эволюционной линией, все звенья которой (за исключением одного) так или иначе представлены в ископаемом материале.

СКОРОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ И СТЕПЕНЬ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ПРОДВИНУТОСТИ

В литературе нет четкого разграничения понятий темп и скорость эволюции. Часто их используют как синонимы. Н.В. Тимофеев-Ресовский и др. (1977, с. 203) считали, что "В определении темпов эволюции возможны два подхода: во-первых, определение скорости изменения отдельных признаков в филогенезе группы и, во-вторых, определение скорости образования новых таксонов".

Для всех рассмотренных филетических линий млекопитающих установлена зависимость изменений отдельных признаков от времени. Поскольку эти изменения соотнесены со шкалой абсолютного возраста, то можно вычислить скорость изменения этих признаков, т.е. величину изменения признака в единицу времени.

Для всех филетических линий не существует единого морфологического параметра, поэтому для сравнения скоростей эволюции разных линий нельзя использовать скорость изменения единичных признаков. Для этой цели может служить скорость образования новых таксонов, т.е. число таксонов, образующихся в единицу времени.

Проиллюстрируем это на примере рода Promimomys и линии Pliopotamys–Ondatra. Средняя скорость видообразования в роде Promimomys составляет 0.0014 вида за одну тысячу лет (6 видов за 4260 тыс. лет); в линии Pliopotamys–Ondatra соответственно 0.0025 вида за одну тысячу лет (10 видов за 3980 тыс. лет), т.е. скорость видообразования в линии ондатр выше скорости видообразования Promimomys в 1.78 раза. При этом следует подчеркнуть, что приведенные цифры скоростей являются усредненными, поскольку процесс эволюции в каждой линии и на каждом участке кривой происходит с ускорением. В каждой линии скорость образования таксона будет минимальной у первых форм и максимальной у конечных (табл. 4).

Таблица 4. Средняя скорость эволюции и продолжительность жизни видов в линиях Promimomys и Pliopotamys–Ondatra

Promimomys			Pliopotamys–Ondatra			
Виды	Продолжительность жизни вида (тыс. лет)	Скорость эволюции (число видов/тыс. лет)		Виды	Продолжительность жизни вида (тыс. лет)	Скорость эволюции (число видов/тыс. лет)
Promimomys sp. n. 1 (Виноградовка)	1530	0.00065	I	Pliopotamys minor	1142	0.00088
P. sp. n. 2 (Мугурены)	1050	0.00095	II	P. meadensis	906	0.00110
P. sp. n. (теоретически рассчитанный)	750	0.00133	III	Ondatra idahoensis	631	0.00158
P. insuliferus	500	0.00200	IV	(O. из зоны IV, Martin, 1984)	454	0.00220
P. moldavicus	300	0.00333	V	O. annectens	322	0.00311
P. sp. n. 3 (Этулия, Лучешты)	120	0.00833	VI	(теоретически рассчитан.)	222	0.00450
			VII	O. nebrascensis	149	0.00671
			VIII	(теоретически рассчитан.)	92	0.01087
			IX	»	50.5	0.01980
			X	O. zibethicus	22.4	0.04464

По положению на кривой ареакотангенса можно сравнить относительную степень эволюционной продвинутости форм различных филетических линий (рис. 1). Так, положение вида одного филума на более пологой части кривой по сравнению с положением вида другого филума свидетельствует о том, что первый вид в своем ряду является менее продвинутым, чем вид второго в своем ряду. При этом скорость эволюции может быть выше у первого, чем у второго.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что в изученных филетических линиях млекопитающих эволюция происходит по одному закону, который описывается формулой ареакотангенса. Этот закон может быть использован для решения ряда теоретических и практических вопросов, таких как сближение понятий биологического и палеонтологического видов, определения морфологических границ и продолжительности существования видов, установления скоростей эволюции, а также для широкого применения биометрического метода датирования костных остатков с высокой степенью точности.

Из анализа имеющегося у нас материала можно сделать следующие выводы: 1) по всем проанализированным филетическим линиям отмечается ускорение изменения морфологических эволюционных параметров во времени; 2) продолжительность существования видов сокращается вверх по временнóй шкале; 3) если под скоростью эволюции понимать количество таксонов, образующихся в единицу времени, то вверх по временнóй шкале происходит ускорение эволюции.

Настоящее исследование поддержано стипендией Джорджа Сороса и Академией естественных наук.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Возрастные соотношения отложений плиоценовых аллювиальных равнин междуречья Прут–Южный Буг // Стратиграфия. Геологическая корреляция. В печати.

Громова Вера. К вопросу о виде в палеонтологии // Палеонтол. журн. 1959. № 1. С. 6 - 14.

Дуброво И.А. Слоны рода Archidiskodon на территории СССР // Палеонтол. журн. 1964. № 3. С. 82 - 94.

Дуброво И.А., Байгушева В.С. Слоны хапровского фаунистического комплекса (по материалам Ливенцовского карьера) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1964. № 5. С. 133 - 136.

Кочев В.А. К систематике плейстоценовых Dicrostonyx // Палеонтологическое обоснование расчленения и корреляции фанерозойских отложений европейского севера СССР. Сыктывкар: УрО АН СССР. Коми научный центр, 1989. С. 72 - 81.

Кэйн А. Вид и его эволюция. М.: Изд-во Ин. лит., 1958. 243 с.

Майр Э. Популяции, виды и эволюция. М.: Мир, 1974. 460 с.

Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В. Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука, 1977. 301 с.

Andreescu I., Radan S., Radan M. Magnetostratigraphy of the Dacian-Romanian deposits of the Lupoaia quarry // D. S. Inst. Geol. Geofiz. 1986. T. 70 - 71 (1983, 1984). № 4. P. 219 - 226.

Cook H.B.S., Maglio V.J. Plio-Pleistocene stratigraphy in East Africa in relation to proboscidean and suid evolution // Calibration of Hominoid evolution (ed. W.W. Bishop and J.A. Miller). Edinburgh: Scottis Academic Press. Toronto; University of Toronto Press, 1972. P. 303 - 328.

Dubrovo I.A. Mammuthus trogontherii trogontherii (Pohlig) aus dem Pleistozän von Tiraspol // Quartärpaläontologie. 1975. Bd 1. S. 125 - 155.

Martin L.D. Phyletic trends and evolutionary rates // Spec. publ. Carnegie Museum of Natur. History. 1984. № 8. P. 526 - 538.

Nelson R.S., Semken H.A. Paleoecological and stratigraphic significance of the muskrat in Pleistocene deposits // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. V. 81. № 12. P. 3733 - 3738.

Radulescu C., Samson P., Stiuca E. Pliocene (Lower Romanian) micromammals in the Dacic basin // Misc. speol. Rom. 1989. T. 1. Bucuresti. P. 313 - 328.

Simpson G.G. Principles of Animal Taxonomy. New York: Columbia University Press, 1961. 247 p.

Рецензенты: А.К. Агаджанян, М.А. Шишкин

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1994, том 2, № 6, с. 10 - 32

УДК 551.76:561.26(4/5+510+540)

ДИНАМИКА ГЛОБАЛЬНОГО РАЗНООБРАЗИЯ СТРОМАТОЛИТОВ ПРОТЕРОЗОЯ. СТАТЬЯ 1: СЕВЕРНАЯ ЕВРАЗИЯ, КИТАЙ И ИНДИЯ

© 1994 г. **М. А. Семихатов, М. Е. Раабен**

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 01.12.93 г.

Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя анализируется на видовом и родовом уровнях на основе раздельного рассмотрения данных по шести крупнейшим суперрегионам (три из них рассматриваются в настоящей статье) и последующего обобщения суперрегиональных выборок строматолитовых таксонов. Такой подход позволил минимизировать статистический шум, связанный с различным пониманием объемов одноранговых таксонов исследователями разных школ, и выявить влияние геологических процессов различных масштабов на изменение разнообразия строматолитов. Анализ численности таксонов проведен для одиннадцати возрастных интервалов соизмеримой продолжительности. Четыре из них выделены в раннем протерозое и семь в позднем протерозое. Наиболее представительные выборки строматолитовых таксонов, относящиеся к Северной Евразии и Китаю, обнаруживают сходную динамику изменения в течение протерозоя, что иллюстрируется близким подобием соответствующих гистограмм частоты встречаемости родов и видов строматолитов. Обе пары гистограмм имеют тримодальный характер, демонстрируют одинаковую возрастную локализацию пиков и депрессий и общее резкое падение разнообразия строматолитов во второй половине позднего рифея (0.85 - 0.65 млрд. лет назад), которое в сглаженном виде продолжалось в венде. Рассмотренная в статье выборка протерозойских строматолитов Индии гораздо менее представительна, так как относится только к сравнительно хорошо изученным участкам этого региона. Тем не менее, индийская гистограмма частоты встречаемости строматолитовых таксонов, наряду с явными чертами своеобразия, обнаруживает некоторое сходство с северо-евразиатскими и китайскими. Анализ геологических данных выявляет связь изменений разнообразия довендских строматолитов с крупными трансгрессиями (максимумы разнообразия), эпохами складчатостей и регрессиями (минимумы разнообразия) и специфику вендского упадка строматолитов, который в Северной Евразии и Южном Китае протекал в условиях широкой постгляциальной трансгрессии. Наличие общих черт в динамике разнообразия протерозойских строматолитов рассмотренных суперрегионов позволяет думать, что этой динамикой управляли события и процессы, общие по крайней мере для большей части Евразии.

ВВЕДЕНИЕ

Строматолиты являются важным источником биогеологической информации об огромном отрезке докембрийской истории Земли, который предшествовал вендской диверсификации многоклеточных животных. В архее (особенно в раннем) строматолиты были развиты спорадически, а в протерозое они достигали максимальных за всю историю Земли обилия, морфологического разнообразия и размаха экологического распространения. Будучи органоседиментарными структурами, строматолитовые постройки в своих диагностических признаках отражают результат сложного взаимодействия сообществ микроорганизмов (преимущественно цианобактерий) и среды. И хотя механизм такого отражения остается до конца не раскрытым, есть веские основания считать, что микроструктура построек – главный или единственный критерий выделения формальных видов (форм) строматолитов, – а отчасти и форма наслоений относительно тесно соотносятся с систематическим составом строматолитообразующих матов и нередко позволяют судить о форме, размерах и ориентировке клеток в этих матах (Серебряков, 1975; Gebelein, 1974, 1976; Semikhatov *et al.*, 1979; Walter, 1983; Awramik, 1991, 1992).

Учитывая биогеологическую информативность строматолитов, многие исследователи, начиная с В.П. Маслова (1959), стремились выяснить изменения их обилия и/или разнообразия во времени, сперва на качественной (библиографию см. Семихатов, Раабен, 1993), а потом и на количественной основе (Awramik, 1971, 1991, 1992; Walter, Heys, 1985; Zhu, 1982; Cao, 1988; Семихатов, Раабен, 1993). Большинство авторов при анализе динамики разнообразия строматолитов опирались на подсчет количества таксонов в стратиграфических подразделениях длительностью в сотни миллионов лет. Такая интеграция данных по крупным возрастным интервалам в значительной мере нивелирует влияние того, что главные строматолитсодержащие толщи распределены в разрезах дискретно, их точная межконтинентальная или даже межрегиональная корреляция далеко не всегда ясны, а длительность формирования обычно неизвестна. В отличие от большинства авто-

ров, Р. Као (Cao, 1988) стремился выяснить динамику разнообразия протерозойских строматолитов на основании оценки изменения количества их видов в относительно коротких возрастных интервалах (по 10 млн. лет). Подобный подход, обычный при работе с фанерозойскими ископаемыми, вряд ли можно считать корректным в протерозое (Walter, Heys, 1985) из-за несоизмеримой степени детальности стратиграфического расчленения и телекорреляций в докембрии и фанерозое, с одной стороны, и из-за очень широких пределов вертикального распространения многих таксонов строматолитов, с другой.

Информативность любых моделей изменения разнообразия ископаемых организмов в большой степени зависит от разрешающей способности стратиграфической основы анализа и от точности телекорреляций палеонтологически охарактеризованных толщ. В моделях С. Аврамика (Awramik, 1971, 1992), М. Уолтера и Дж. Хейза (Walter, Heys, 1985) была использована по существу одна и та же стратиграфическая основа (рис. 1). Иначе поступили авторы настоящей работы при анализе разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии (Семихатов, Раабен, 1993). Они вдвое увеличили разрешающую способность рифейской части шкалы, и это позволило подметить новые черты изменения разнообразия и сделать вывод о необходимости пересмотра сложившихся представлений о времени и причинах упадка строматолитов в конце протерозоя.

Другим фактором, определяющим информативность моделей динамики разнообразия, является представительность использованных выборок. Рассмотрение рис. 1 показывает, что общий тренд изменения разнообразия протерозойских строматолитов (рост разнообразия от начала протерозоя к его второй половине и резкий спад в венде и кембрии) ясно определяется выборками разной величины (70, 485 и 663 таксона). Однако характер этого тренда (моно- или бимодальный) меняется в зависимости от величин использованных выборок (рис. 1Б, 1В). Поэтому на первый взгляд действительно возникает вопрос о том, в какой мере соответствующие гистограммы отражают реальные изменения разнообразия, а в какой – состояние наших знаний (Awramik, 1992). В этой связи надо подчеркнуть следующее.

Во-первых, корректные заключения о динамике разнообразия могут быть получены лишь в том случае, если эта динамика выводится из анализа количества таксонов в соизмеримых по длительности отрезках времени. В рассматриваемом же случае (рис. 1Б, 1В) частота встречаемости таксонов в позднеафебийских частях гистограмм подсчитана для отрезка, который вдвое продолжительнее отрезков, для которых проведен подсчет в рифейской части шкалы. Такая диспропорция временны́х интервалов не могла не сказаться на количестве встреченных в них таксонов.

Во-вторых, две трети новых таксонов, учтенных С. Аврамиком в его гистограмме 1992 г. (рис. 1В), приурочены к двум относительно коротким отрезкам протерозойского разреза Китая и описаны специалистами (Liang *et al.*, 1984; Zhu *et al.*, 1987), которые понимают объем строматолитовых таксонов гораздо у́же, чем исследователи, работающие вне Китая.

Только что сказанное является частным выражением общего неблагополучного состояния классификации и таксономии строматолитов. Наличие неопределенного количества нераспознанных синонимов и невалидных таксонов составляет лишь часть этой проблемы. Другую и, видимо, более существенную ее часть составляет

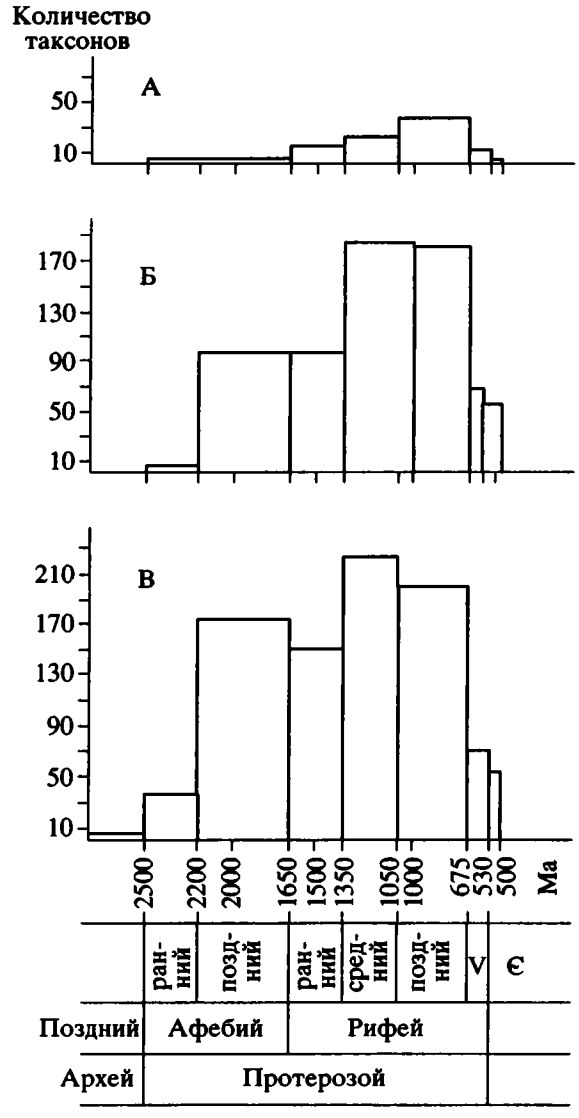


Рис. 1. Динамика глобального разнообразия строматолитов в протерозое и раннем кембрии, по данным разных авторов.

А – по данным С.М. Аврамика (Awramik, 1971); Б – по данным М.Р. Уолтера и Дж. Р. Хейза (Walter, Heys, 1985); В – по данным С.М. Аврамика (Awramik, 1992).

то, что одноранговые таксоны, выделенные разными исследователями, нередко не адекватны по набору стоящих за ними признаков и по объему, а в ряде случаев частично перекрываются (обзор и библиографию см. Крылов, 1975; Семихатов, Комар, 1989). Так, одни исследователи (преимущественно российские) принимают строгое ранжирование диагностических признаков и обычно выделяют формальные роды по сочетанию морфологических особенностей построек, а формальные виды – исключительно или преимущественно по микроструктуре. Другие (например, Bertrand-Sarfati, 1972; Walter, 1972; Preiss, 1972, 1973; Grey, 1984) обосновывают свои таксоны комбинацией любых распознаваемых признаков, как макро-, так и микроскопических, допуская различный систематический вес одного и того же признака у разных строматолитов. Поэтому формальные виды (формы) одних формальных родов (групп) выделены по микроструктуре, а других – по форме наслоений и/или по деталям морфологии построек; некоторые роды в значительной мере определяются характером присущей им микроструктуры, тогда как большинство выделено без учета микроструктуры и т.д. Наконец, третьи исследователи (в особенности китайские) понимают виды строматолитов очень узко, определяя их малозначимыми чертами микроструктуры и/или деталями морфологии построек, а роды обосновывают сочетаниями морфологических признаков. В результате статистические построения, основанные на суммировании всех данных по строматолитам, потенциально отягощены случайными ошибками, величина которых определяется соотношениями количеств таксонов, описанных в данном возрастном интервале представителями разных школ исследователей.

Строгим выходом из создавшейся ситуации было бы монографическое переизучение типовых материалов множества близких между собой таксонов строматолитов. Но на практике этот путь не реален. Тем не менее, в нашем анализе около полутора десятков форм мы признали синонимами. Это было сделано для тех форм, типовые экземпляры которых мы имели возможность сравнить с голотипами других, ранее описанных близких таксонов и на основании этого пришли к выводу об их тождестве.

Учитывая все сказанное, мы провели раздельный статистический анализ таксонов, описанных специалистами разных школ изучения строматолитов и относящихся к шести крупнейшим суперрегионам (Северная Евразия, Китай, Индия, Африка, Австралия и Северная Америка). Дело в том, что при рассмотрении динамики разнообразия любой группы органических остатков важно не абсолютное количество таксонов в каком-то возрастном интервале, а изменения этого количества при переходе от одного интервала к другому, то есть величины относительные. Использованный прием раздельного рассмотрения данных, представленных приверженцами разных подходов к выделению строматолитовых таксонов, позволяет в каждой суперрегиональной выборке снять влияние упомянутой выше случайной ошибки, связанной с существованием неадекватных по объему одноранговых таксонов. В результате каждая выборка остается отягощенной лишь систематической ошибкой, которая связана с пониманием объема таксонов представителями данной школы исследователей и не может повлиять на выводы о возрастной изменчивости разнообразия.

Раздельный анализ материалов по суперрегионам имеет и другое преимущество: он позволяет строже подойти к выяснению корреляций между изменениями разнообразия строматолитов во времени и особенностями геологической истории соответствующей территории. Первый шаг на таком пути был сделан на примере Северной Евразии (Семихатов, Раабен, 1993).

Возрастной основой предлагаемого анализа послужила уточненная стратиграфическая шкала, принятая для докембрия Северной Евразии в рамках бывшего СССР в 1990 г. (Семихатов и др., 1991). Нижний протерозой (карелий) этой шкалы, по объему фактически совпадающий с палеопротерозоем шкалы докембрийского времени (Plumb, 1991), предложенной Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия (соответственно 2500 ± 50 - 1650 ± 50 и 2500 - 1600 млн. лет), для наших целей был разделен на четыре единицы, внутренние границы которых имеют возраст 2300, 2000 и 1800 млн. лет. Эти единицы по существу совпадают с подразделениями палеопротерозоя шкалы Международной подкомиссии (с сидерием, рясием, орозирием и статерием), с тою лишь разницей, что окончание четвертой из них датируется 1650 ± 50, а не 1600 млн. лет и граница второй и третьей единиц имеет возраст 2000, а не 2050 млн. лет. Такой выбор границ связан с тем, что нас интересовали прежде всего события в развитии биосферы, а выбор упомянутых границ в шкале Международной подкомиссии в значительной мере опирался на возраст событий эндогенных.

В рифейско-вендской части протерозоя (в мезо- и неопротерозое) была использована шкала, предусматривающая выделение трех эратем рифея (нижнего, среднего и верхнего рифея, или бурзяния, юрматиния и каратавия) и вендской системы и обособление в каждой из рифейских эратем двух неформальных подразделений. Изотопный возраст нижних границ нижнего, среднего и верхнего рифея и венда, как известно, 1650 ± 50, 1350 ± 20, 1000 ± 50 и 650 ± 20 млн. лет (Семихатов и др., 1991). Границы между избранными более дробными подразделениями рифея датируются примерно 850, 1200 и 1450 млн. лет (Семихатов, Раабен, 1993).

При межрегиональном и межконтинентальном трассировании упомянутых подразделений мы опирались прежде всего на имеющиеся изотопно-

геохронологические данные (довольно пестрые по своей методической основе и надежности), а также на особенности состава строматолитовых ассоциаций, заключенных в сравниваемых горизонтах разреза. Тем не менее, в ряде случаев мы встретились с серьезными корреляционными трудностями, связанными с недостатком изотопных датировок и с эндемизмом строматолитовых ассоциаций. Поэтому у нас не всегда есть уверенность, что мы прослеживали действительно изохронные единицы. Однако масштаб возможного или вероятного возрастного скольжения границ трассируемых единиц, судя по имеющимся данным, невелик по сравнению с длительностью самих единиц, и для наших целей им можно пренебречь.

При анализе материалов по суперрегионам мы опирались лишь на те таксоны, определения которых были сделаны с соблюдением всех необходимых требований. Описанные в литературе вариететы включены в подсчет как самостоятельные виды. Таксоны, определенные в открытой номенклатуре и тем более установленные на основании только полевых определений, в подсчеты не включены. Для представительных возрастных выборок проведен анализ их внутренней структуры – подсчитаны соотношения входящих в их состав представителей крупных (надродовых) морфологических группировок построек. При этом, в отличие от более ранних наших построений (Семихатов, Раабен, 1993), столбчатые ветвящиеся постройки рассматривались как единое целое.

Изложение полученных данных по чисто техническим причинам разделено на две статьи. В первой из них обсуждается постановка проблемы, обобщаются ранее опубликованные данные о разнообразии протерозойских строматолитов Северной Евразии и излагаются оригинальные материалы о динамике разнообразия строматолитов Китая и Индии и о корреляции этой динамики с геологическими событиями суперрегионального масштаба. Во второй статье излагаются аналогичные материалы по строматолитам Африки, Австралии и Северной Америки, проводится сравнение суперрегиональных выборок, анализируются изменения глобального разнообразия строматолитов в протерозое и корреляции этих изменений с важнейшими абиотическими и биотическими событиями и обсуждаются время и вероятные причины общего упадка строматолитов в конце протерозоя.

ДИНАМИКА РАЗНООБРАЗИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ ПО СУПЕРРЕГИОНАМ

Северная Евразия

Докембрийские строматолиты Северной Евразии распределены неравномерно как по разрезу, так и по площади. В архее они неизвестны. В нижнем протерозое они встречены только в нескольких районах восточной части Балтий. в трех пунктах азиатской части суперре. слагают сравнительно маломощные карбон. тела, которые резко подчинены вулканоген. терригенным толщам и представляют лишь небольшие фрагменты общего разреза. В верхнем протерозое Северной Евразии строматолиты слагают значительные по мощности и по протяженности пачки, которые более или менее равномерно распределены по всему разрезу рифея, местами доминируя в его сложении, и реже встречаются в венде. По широте латерального распространения и степени изученности эти строматолиты стоят на первом месте среди одновозрастных биолитов других суперрегионов.

Динамика разнообразия протерозойских строматолитов Северной Евразии отражена на рис. 2. На нем, как и на последующих подобных рисунках, в виде гистограмм показаны абсолютные количества формальных родов в видов в подразделениях избранной нами возрастной шкалы и в виде круговых диаграмм показана внутренняя структура каждой возрастной выборки – выраженные в процентах соотношения присутствующих в них таксонов различных надродовых морфологических группировок. Значимые для проводимого анализа трудности привязки рифейских и вендских строматолитсодержащих толщ Северной Евразии к принятой шкале были рассмотрены ранее (Семихатов, Раабен, 1993). В нижнем протерозое привязка в большинстве случаев строго обеспечивается U-Pb датировками цирконов из вулканитов, чередующихся с упомянутыми толщами, и из прорывающих интрузий.

Предлагаемый график изменения разнообразия протерозойских строматолитов Северной Евразии несколько отличается от опубликованного нами ранее (Семихатов, Раабен, 1993, рис. 1). В нижнепротерозойской части отличия связаны с использованием отчасти иных возрастных подразделений, а в верхнепротерозойской и кембрийской частях – с некоторым расширением базы данных. На рис. 2 учтены новые публикации Т.А. Дольник и др. (1990) и Н.С. Кырвел (1991) и некоторые другие материалы, которые были опубликованы ранее, но досадно ускользнули от нашего внимания (Голованов, 1972; Дольник, 1978 а, б; Мальцев и др., 1982). Главным источником информации о распределении таксонов строматолитов в протерозое и нижнем кембрии Северной Евразии нам, как и ранее, служили обобщающие работы и публикации, содержащие палеонтологические описания форм (Королюк, 1960; Сидоров, 1960; Семихатов, 1962; Крылов, 1963, 1967, 1975; Раабен, 1964, 1969; 1991; Комар и др., 1965; Комар, 1966, 1990; Нужнов, 1967; Голованов, 1967, 1970; Розанов и др., 1969; Семихатов и др., 1970; Королюк, Сидоров, 1971; Раабен, Забродин, 1972; Хоментовский и др., 1972; Дольник, Воронцова, 1974, 1984; Дольник, Никольский, 1974; Шаповалова, 1974; Шенфиль, 1975, 1991; Шпунт и др., 1976, 1979, 1982; Власов,

1977; Крылов, Перттунен, 1978; Любцов, 1979; Дольник, 1982; Стратотип..., 1982; Семихатов, Серебряков, 1983; Макарихин, Кононова, 1983; Медведев, 1991; Раабен, 1991; Bertrand-Sarfati, Siedlecka, 1980).

Выборка протерозойских и нижнекембрийских строматолитов Северной Евразии включает 335 таксонов видового уровня, представляющих 86 формальных родов; в нижнем протерозое присутствует 44 вида и 24 рода, в верхнем протерозое и нижнем кембрии – 293 вида и 72 рода (в том числе 2 вида и 10 родов, проходящих из нижнего протерозоя). Расширение выборки по сравнению с рассмотренной ранее на родовом уровне произошло за счет кембрийских таксонов, а на видовом – главным образом за счет форм, описанных из верхнерифейских отложений Забайкалья, северо-востока Азии и Таймыра. Следует отметить, что возрастная интерпретация этих отложений в значительной мере или целиком опирается на состав встреченных в них строматолитов и иногда разными геологами трактуется неоднозначно.

Главная черта нижнепротерозойской части гистограммы частоты встречаемости строматолитов Северной Евразии – это пик разнообразия, который приходится на второе подразделение принятой шкалы (2.3 - 2.0 млрд. лет) и обрамляется нулевой депрессией слева (2.5 - 2.3 млрд. лет) и резким спадом разнообразия справа (2.0 - 1.8 млрд. лет). Этот пик, определяемый данными по Балтийскому щиту (Крылов, Перттунен, 1978; Макарихин, Кононова, 1983; Любцов, 1979; Медведев, 1991), в

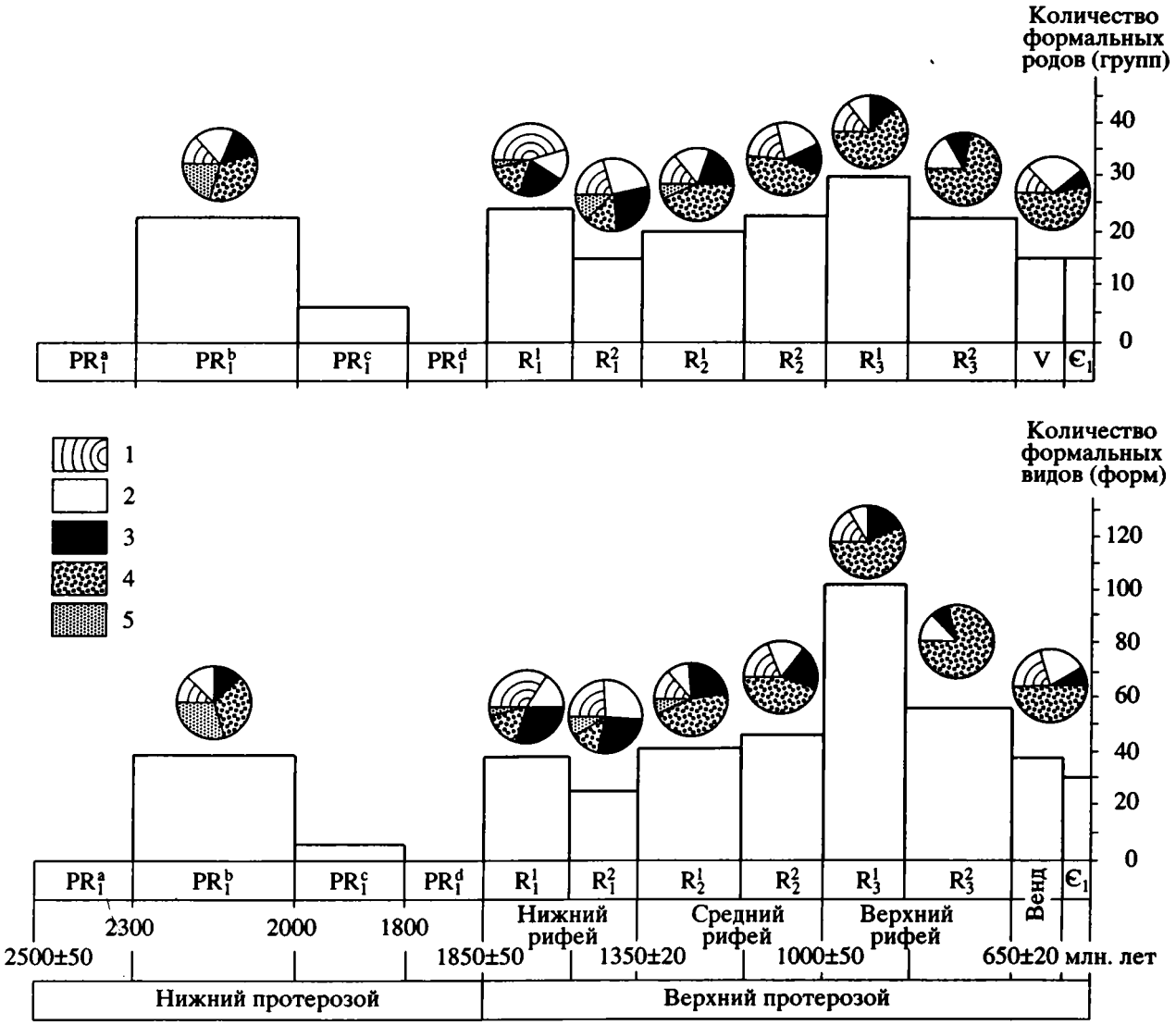


Рис. 2. Динамика разнообразия протерозойских и раннекембрийских строматолитов Северной Евразии на уровне формальных видов (форм) и формальных родов (групп); по М.А. Семихатову и М.Е. Раабен (1993), с изменениями.

1 - 5 – выраженная в процентах доля видов и родов, принадлежащих следующим надродовым категориям строматолитов: 1 – пластовым, 2 – желваковым, 3 – столбчатым неветвящимся (конофитонидам), 4 – столбчатым ветвящимся, 5 – министроматитам.

региональной шкале последнего заключен в пределах ятулийского и людиковийского надгоризонтов. При ближайшем рассмотрении оказывается, что наиболее богатые и разнообразные строматолитовые ассоциации приурочены к верхнему, онежскому горизонту ятулия (в особенности к верхней его части), имеющему возраст около 2.2 - 2.1 млрд. лет, а в нижнем ятулии (примерно 2.3 - 2.2 млрд. лет) и людиковии (примерно 2.1 - 2.0 млрд. лет) строматолиты редки и представлены соответственно одним и пятью таксонами. Этот максимум обилия и разнообразия пришелся на время развития ятулийской трансгрессии, которая впервые покрыла весь Карельский кратон, принесла с собой на Балтийский щит первые протерозойские карбонаты и достигла максимума в позднем ятулии (Соколов, 1987; Хейсканен, 1990). Она проходила в эпоху эвапоритизации и аридизации климата, наиболее ясно выраженной в позднем ятулии (Ахмедов, 1990; Akhmedov, Bogdanov, 1992). Ятулийские карбонаты восточной части Балтийского щита обладают аномально тяжелым изотопным составом углерода ($\delta^{13}C$ от +4.5 до +12‰; Karhu, Melezhek, 1992) и, вероятно, представляют собой осадки бассейна повышенной солености (Мележек, 1987). Лишенные строматолитов доятулийские нижнепротерозойские отложения Балтийского щита (сумий и сариолий), имеющие вулканогенно-обломочный состав, формировались на более узкой площади в рифтогенных структурах (Соколов, 1987; Хейсканен, 1990) и частично (сариолий) в условиях ледникового климата (Ojakangas, 1988). Сокращение количества и разнообразия строматолитов в людиковии проходило на фоне резкого сокращения интенсивности карбонатонакопления, уменьшения Mg/Ca отношения в карбонатных осадках (Мележек, Предовский, 1989), отложения значительных масс высокоуглеродистых осадков и последующего формирования эксиматического свекофеннского бассейна к западу от Карельского кратона (Хейсканен, 1990).

К возрастному интервалу 2.0 - 1.8 млрд. лет в Северной Евразии относится лишь очень бедный набор строматолитов из континентальной вулканогенно-обломочной акитканской серии Прибайкалья (Дольник, Никольский, 1974; Дольник, 1978б), и вероятно из терригенно-карбонатной каиндинской серии Тянь-Шаня (Киселев, 1991). Возраст строматолитсодержащей части акитканской серии определяется в 1823 ± 38 млн. лет на основании U-Pb датировок цирконов из ее вулканитов (Семихатов и др., 1991), а возраст каиндинской серии строго оценивается в довольно широких пределах – 2150 - 1650 млн. лет, но косвенные построения позволяют думать, что эта серия моложе 1900 и древнее 1850 млн. лет (Киселев, 1991; Семихатов и др., 1991). В отложениях с возрастом 1.8 - 1.65 млрд. лет строматолиты в Северной Евразии неизвестны.

Сокращение разнообразия и обилия строматолитов 2.0 - 1.8 млрд. лет назад и их исчезновение в Северной Евразии в конце раннего протерозоя хорошо гармонируют с главными особенностями этого этапа геологической истории суперрегиона: а) с тенденцией к общему подъему территории, начавшейся около 1900 - 1800 млн. лет назад вслед за свекофеннской складчатостью Балтийского щита и близкими к ней по возрасту тектоно-магматическими событиями на Украинском щите и в Сибири (Семихатов, 1974; Борукаев, 1985; Gaal, Gorbatschev, 1987; Kontinen *et al.*, 1991); б) с прошедшей в это время резкой редукцией областей карбонатонакопления; в) с широким распространением в конце раннего протерозоя красноцветных континентальных обломочных толщ и субаэральных вулканитов, возраст которых в пределах суперрегиона варьирует от 1870 - 1820 до 1720 - 1680 млн. лет (Бибикова и др., 1989; Семихатов и др., 1991; Неймарк и др., 1992; Gaal, Gorbatschev, 1987).

Переходя к анализу рифейско-вендской выборки строматолитовых таксонов Северной Евразии, нужно подчеркнуть следующее. Во-первых, эта выборка отличается от раннепротерозойской гораздо большим богатством. Во-вторых, некоторое расширение базы данных по верхнему протерозою не только не изменило общего рисунка гистограммы разнообразия по сравнению с ранее опубликованным вариантом, но и еще более подчеркнуло все характерные ее перепады, описанные нами в предшествующей публикации (Семихатов, Раабен, 1993). Этот рисунок не изменится и в том случае, если при возрастной интерпретации толщ, содержащих вновь учтенные таксоны строматолитов, принять точки зрения, альтернативные отраженной на рис. 2.

Рифейско-вендская часть гистограммы ясно делится на три отрезка: 1) ранне-среднерифейский, который в целом характеризуется постепенным ростом разнообразия и прошедшим на этом фоне некоторым его уменьшением во втором подразделении раннего рифея, в позднем бурзянии, что привело к обособлению раннебурзянского относительного максимума; 2) раннекаратавский (1000 - 850 млн. лет), выступающий как резкий пик разнообразия, особенно значительный на видовом уровне; 3) позднекаратавско-вендский отрезок, отмеченный общим спадом разнообразия, наиболее ярким в позднем каратавии и более сглаженным в венде. Этот спад явился следствием значительного уменьшения количества вновь появлявшихся таксонов и более масштабным увеличением количества таксонов исчезавших, особенно при переходе от раннего каратавия к позднему.

Наиболее динамичными членами строматолитовых ассоциаций при всех этих количественных изменениях выступали столбчатые постройки. Вариации количества их таксонов в основном и обеспечивали рассмотренные изменения разнообразия как на видовом, так и на родовом уровнях. Роль таксонов столбчатых строматолитов неуклонно возрастала в течение всего рифея за счет падения роли пластовых и желваковых, а в венде и кемб-

рии, напротив, снизилась. Это сопровождалось направленным перераспределением относительных ролей различных надгрупповых категорий самих столбчатых построек (см. круговые диаграммы на рис. 2; Семихатов, Раабен, 1993, рис. 2, 3).

Примечательно, что в раннем кембрии, несмотря на его значительно меньшую продолжительность по сравнению с вендом, в Северной Евразии не отмечено сокращения разнообразия строматолитов, хотя вблизи границы венда и кембрия и произошло существенное обновление родового и особенно видового их состава (Розанов и др., 1969; Крылов, 1975; Дольник и др., 1990).

Среди абиотических факторов, ответственных за изменения богатства и разнообразия рассмотренных строматолитов, в масштабе суперрегиона наиболее очевидна роль фактора палеогеографического – расширения и сужения площадей палеобассейнов, изменения характера и обстановок осадконакопления и т.п. Общее увеличение количества и разнообразия строматолитов в позднем протерозое Северной Евразии несомненно отражает тот факт, что площади стабильных массивов и соответственно размеры мелководных платформенных бассейнов в это время были значительно бóльшими, чем в раннем протерозое (Семихатов, 1974; Борукаев, 1985). В этом отношении достаточно вспомнить, что образование гигантских кратонов Северной Евразии есть явление постсвекофеннское, а первые охватившие их трансгрессии относятся к рифею.

Восходящие ступени рифейской части гистограммы во времени совпадают с главными волнами последовательно расширявшихся рифейских трансгрессий – с раннебурзянской, двумя среднерифейскими (аимчанской и керпыльской) и с раннекаратавской, или лахандинской (Келлер и др., 1974; Семихатов, Серебряков, 1983). Позднебурзянская депрессия на гистограмме сопровождает наблюдаемый по всей Северной Сибири переход от обстановок открытого шельфа с характерным для них широким набором строматолитовых морфотипов, к обстановкам приливно-отливных равнин с господством министроматитов (аспериаформных построек). Еще более ярко рассматриваемую связь демонстрирует позднекаратавский спад разнообразия строматолитов Северной Евразии. Он совпал с обширной регрессией, которая последовала за раннебайкальскими движениями и вызвала осушение значительных территорий, активизацию рельефа и сильное сокращение областей карбонатонакопления (Хоментовский, 1976, 1990; Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов, Раабен, 1993). Интересно отметить, что с аимчанской, керпыльской и лахандинской трансгрессиями, по данным М.С. Якшина (устное сообщение, ноябрь 1992 г.), совпадают три восходящие ступени гистограммы видового разнообразия микрофоссилий Сибири.

Однако названные палеогеографические изменения не могли быть главной и тем более единственной причиной вариаций частоты встречаемости строматолитовых таксонов. В этом убеждает то, что вендское сокращение разнообразия в Северной Евразии протекало в условиях самой широкой позднепротерозойской трансгрессии, а в довендской истории суперрегиона нет совпадения масштабов изменений площадей палеобассейнов и разнообразия строматолитов. Далее мы увидим, что свой вклад в изменения этого разнообразия внесли и другие абиотические факторы и прежде всего, видимо, долгопериодические климатические вариации. Вместе с тем, несомненна зависимость рассмотренного феномена и от факторов биотических. Об этом говорят такие широко известные факты, как наличие неповторимой смены строматолитовых таксонов во времени, направленное определенным образом изменение ролей различных их надродовых группировок в течение протерозоя и появление на ряде уровней новых типов микроструктур.

Ниже мы вернемся к обсуждению связи динамики разнообразия строматолитов протерозоя с различными абиотическими и биотическими факторами. Здесь же отметим, что главные черты рассмотренных северо-евразиатских гистограмм частоты встречаемости строматолитовых таксонов, как мы увидим далее, повторяются в гистограммах, составленных для некоторых других суперрегионов.

Китай

Обширная территория Китая – это второй по размерам суперрегион, в котором протерозойские строматолиты обильны, разнообразны и изучены исследователями одной школы. Ее представителями сейчас описано около 370 видов строматолитов, только около 15% из которых известны за пределами названной страны, а весьма значительная часть является гораздо более узкими эндемиками. Это обилие низших таксонов и их высокий эндемизм, видимо, не вполне адекватно отражают реальное положение вещей, а в заметной мере связаны с очень узким пониманием строматолитовых таксонов китайскими исследователями. Примером в данном случае могут служить выделенные Лянем и его соавторами (Liang *et al.*, 1984) 62 вида и 12 родов "семейства" Pseudogymnosolenacea. Очень многие из этих видов крайне узко распространены на площади, и по современному мнению проф. Ляня (устное сообщение, октябрь 1992 г., г. Тяньцзинь), должны были бы рассматриваться как синонимы.

В этой связи надо напомнить, что наличие скрытых синонимов не может существенно исказить общую картину динамики разнообразия строматолитов, если они изучены исследователями одной школы. В этих условиях синонимы по законам статистики распределяются пропорционально размерам выборок и потому лишь увеличивают амплитуду колебаний при переходе от од-

ной возрастной выборки к другой, но не способны изменить знака этих колебаний.

При освоении материалов по строматолитам Китая и при их возрастной привязке мы не могли ограничиться публикациями на английском языке (Zhu, 1982; Cao, 1983; Liang *et al.*, 1985; Zhang, 1985; Zhu, Chen, 1992) и стремились опираться на доступные сводные и оригинальные работы (Zhu, 1980; Cao, Liang, 1974; Liang, Tsao, 1976; Cao, Zhao, 1977, 1981, 1985; Geological Guide, 1977; Tsao (Cao), 1979; Cao, 1980, 1983, 1992; Liang, 1980, 1992; Zhang *et al.*, 1980, 1992; Liang *et al.*, 1984, 1987; Lin *et al.*, 1984, 1987; Miao *et al.*, 1984; Zhao X. *et al.*, 1984, 1987; Zhao W. *et al.*, 1985; Xing *et al.*, 1985; Dai, Peng, 1987; Gong, 1987; Li, Leng, 1987; Wang, Gao, 1987; Xu *et al.*, 1987; Zhu, Wu, 1987; Zhu *et al.*, 1987, 1992; Hua, Qiu, 1992; Qiu, 1992; Qiu, Hua, 1992 a, b; Xiao, 1992; Zhang, Wang, 1992 и др.). При этом, естественно, большую сложность представлял языковый барьер, так как лишь часть этих работ имеет английские резюме. Подспорьем нам служили иллюстративный материал, таблицы и графики, показывающие распределение конкретных таксонов по стратиграфическим подразделениям. Написанные иероглифами названия последних обычно было можно опознать. Лишь для 13 форм, встреченных в китайской литературе, мы не смогли определить стратиграфическую привязку. Эти формы исключены из анализа. Кроме того, из него исключен довольно узкий набор форм из аналогов формации Йинминь округа Шеннунчжа (западная часть провинции Хубей), стратиграфическое положение которых является спорным, а состав набора, представленного только рифейскими родами, не согласуется с мнением о дорифейском возрасте вмещающих отложений.

В доступной нам литературе мы почерпнули сведения о распределении в протерозое Китая и Северной Кореи 367 форм строматолитов, представляющих 141 группу. Кроме того, в выборку включено 48 таксонов видового уровня за счет тех строматолитов, которые в публикациях определены только до рода, но являются единственными представителями этого рода в конкретном подразделении возрастной шкалы. При анализе внутренней структуры возрастных выборок мы были вынуждены в ряде случаев внести коррективы в объемы выделяемых китайскими специалистами надродовых группировок рифейско-вендских построек, так как некоторые из таких группировок объединяют строматолиты резко различной морфологии.

Стратиграфический аспект анализа китайских материалов ставил два вопроса: внутреннюю корреляцию строматолитсодержащих толщ суперрегиона и привязку этих толщ к принятой шкале. Раннедокембрийские отложения Китая (древнее 1.85 - 1.90 млрд. лет) содержат строматолиты на сравнительно небольшой площади и потому их внутренняя корреляция, опирающаяся на прямые геологические, а отчасти и на палеонтологические данные, не вызывает сложностей (Zhu *et al.*, 1987; Zhu, Chen, 1992). Их возрастная привязка обеспечивается имеющимися изотопными датировками, большая часть которых получена U-Pb методом по цирконам. Что же касается верхнего докембрия Китая, подразделяемого на "системы" Чанчен, Джиксян (Цзисян), Цзиньбайкоу и синийскую, то его отложения охарактеризованы строматолитами на весьма обширной территории (см. Liang *et al.*, 1985; fig. 1). Корреляция этих отложений в пределах Китая опирается на изотопно-геохронологические данные, полученные главным образом K-Ar, Rb-Sr и Pb-Pb методами по осадочным геохронометрам, на последовательность латерально выдержанных строматолитовых ассоциаций, а иногда и на геохимические критерии, и в большинстве случаев не вызывает значимых для нас разногласий. Исключение составляют верхние горизонты верхнего докембрия восточной части Северо-Китайской платформы, развитые на Ляодунском полуострове и в провинции Аньхой. Привязка рассматриваемых отложений к принятой нами стратиграфической шкале опирается на изотопно-геохронологические данные, на систематический состав и последовательность строматолитовых ассоциаций. Сложности, возникающие при такой привязке, рассмотрены ниже.

Наиболее древние (2.5 - 2.0 млрд. лет) строматолитсодержащие отложения Китая, известные как серия Хуто и ее аналоги, распространены в рифтогенных структурах на ограниченной площади южной части провинции Шаньси (Wang, Qiao, 1984; Zhu *et al.*, 1987). Первые строматолиты появляются здесь в нижней части серии Хуто, в подсерии Доукун, которая залегает несогласно на архейских породах (2520 ± 17 млн. лет и более) и у кровли содержит вулканиты с U-Pb цирконовым возрастом 2366 + 103/-94 млн. лет (библиографию см. Zhu, Chen, 1992). Здесь описан (Zhu *et al.*, 1987) сравнительно небольшой набор таксонов (рис. 3), состав которого отличается господством межпровинциальных родов пластовых, желваковых и столбчатых построек; большинство родов последних не выходит за пределы нижнего протерозоя. Виды столбчатых строматолитов преимущественно эндемичны, видовой состав других типов построек еще нуждается в уточнении.

В возрастном интервале 2.3 - 2.0 млрд. лет число описанных родов и видов строматолитов в Китае возрастает в несколько раз по сравнению с предшествующим интервалом. Этот резкий всплеск разнообразия определяется таксонами из средних горизонтов серии Хуто, из подсерии Донье и отчасти из сопоставимых с ней серий Гантаохе и Жоньтяо – (Zhu *et al.*, 1987; Zhu, Chen, 1992). К тому же интервалу, видимо, относятся и немногочисленные таксоны из формации Дашикяо серии Ляохе Восточного Ляонина (Cao, Zhao, 1977, 1981), вносящие лишь незначительный вклад в общую картину изменения разнообразия раннепротерозойских строматолитов Китая. Эту серию

обычно сопоставляют с Хуто (Wang, Qiao, 1984; и др.), а иногда – с нижней частью "системы" Чанчен (Zhong *et al.*, 1984); состав ее строматолитов лучше согласуется с первой точкой зрения, которая и принята нами.

Строматолиты подсерии Донье и серии Гантаохе образуют последовательный ряд местных ассоциаций, богатство которых растет от нижних горизонтов названных подразделений вверх по разрезу, а затем резко падает в их верхних формациях. Серия Гантаохе прорвана гранитами с U-Pb цирконовым возрастом 2056 ± 12 млн. лет, а максимальный возрастной предел серии Донье оценивается примерно в 2300 млн. лет на основании приведенной выше U-Pb датировки подстилающих вулканитов подсерии Доукун (Zhu *et al.*, 1987). Учитывая все сказанное, можно считать, что максимального разнообразия рассматриваемые строматолиты достигали около 2.2 - 2.1 млрд. лет назад.

Расширение разнообразия строматолитов Китая 2.3 - 2.0 млрд. лет назад обеспечивается за счет столбчатых ветвящихся построек и появления микростроматитов. Среди первых китайские специалисты указывают многочисленные таксоны, отнесенные ими к нескольким надгруппам ("семействам"), широко развитым в рифее (Kussiellidae, Tungussidae, Gymnosolenidae; Zhu *et al.*, 1987). Однако опубликованные реконструкции показывают, что по крайней мере часть этих таксонов следует относить к выделяемой М.Е. Раабен (1981, 1986) надгруппе незакономерно ветвящихся построек (интрикатидам), обычной в нижнем протерозое Карелии и Канады.

В родовом наборе строматолитов рассматриваемого возрастного интервала заметную роль играют межпровинциальные таксоны. Среди них, помимо имеющих очень широкое вертикальное распространение, указывается ряд характерных для нижнего протерозоя (например, Djulmekella,

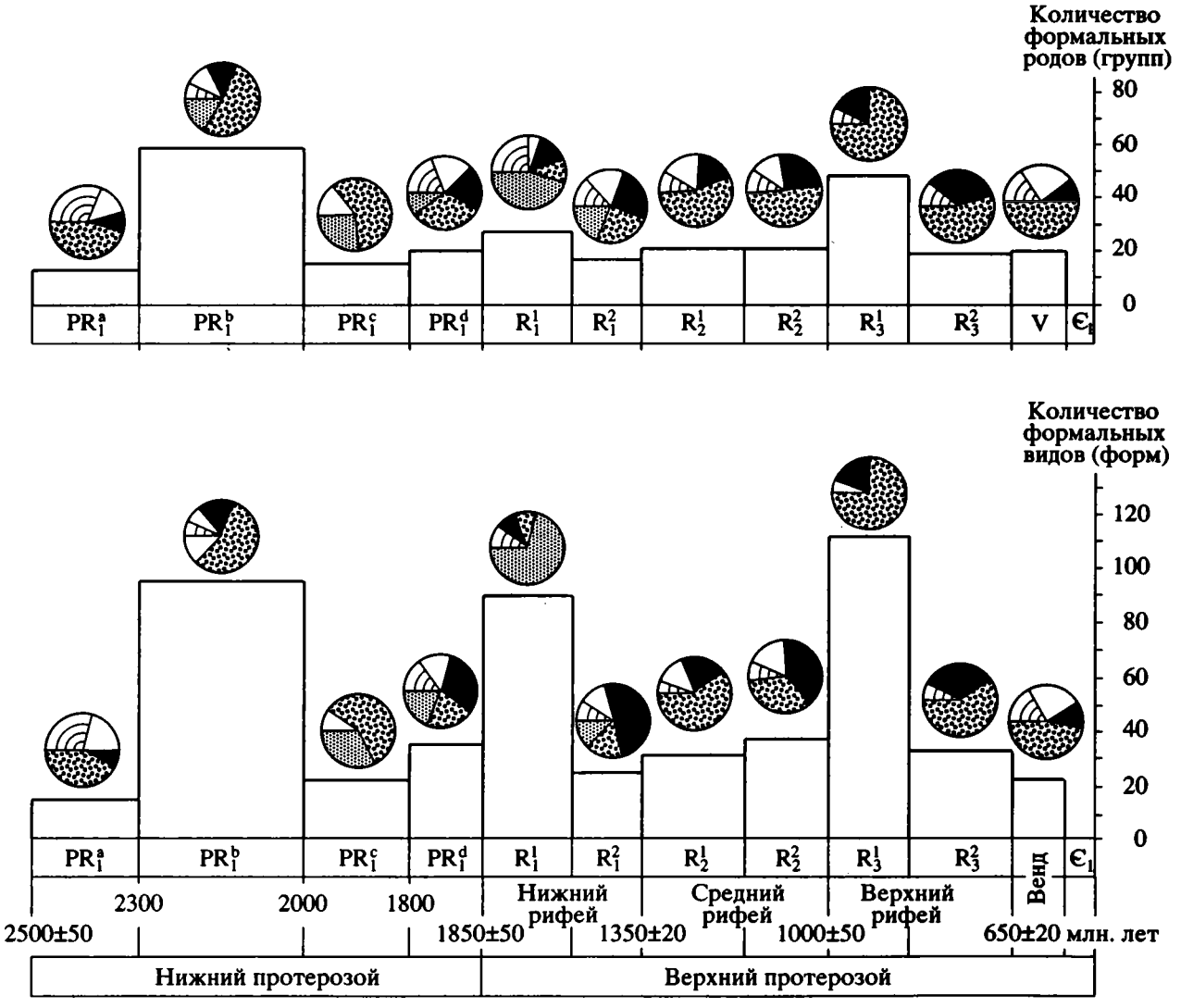


Рис. 3. Динамика разнообразия протерозойских строматолитов Китая на уровне формальных видов (форм) и формальных родов (групп). Условные обозначения см. на рис. 2.

Discorsia, Gruneria, Pilbaria), а также отдельные роды, которые в Северной Евразии приурочены к тем или иным горизонтам рифея. Определения последних в серии Хуто и в вышележащих горизонтах нижнего протерозоя Китая во многих случаях вызывают сомнение. Видовой состав встреченных здесь строматолитов отличается господством узких эндемиков, на фоне которых выделяются известные в нижнем протерозое далеко за пределами Китая Djulmekella djulmekensis Mak., Eocapsiphora paradisia Cloud et Semikh., Pilbaria perplexa Walt. и некоторые другие.

Верхняя подсерия серии Хуто и ее аналоги, сложенные терригенными породами, не содержат строматолитов. Зато последние широко развиты в вышележащих отложениях "систем" Чанчен[1], Джиксян и Цзиньбайкоу, которые в пределах Северо-Китайской и Таримской платформ выполняют отдельные авлакогены и слагают базальные горизонты платформенного чехла, а на платформе Янцзы входят в состав фундамента (Wang, Qiao, 1984; Goodwin, 1991).

Наиболее древние из этих строматолитов известны в железорудной пачке, залегающей в основании формации Чуанлиньгоу (вторая снизу формация "системы" Чанчен в Яншаньских горах). Здесь описан сравнительно небольшой набор местных видов родов Eucapsiphora, Gruneria, Nucleella, Omachtenia и некоторых других, в том числе китайских эндемиков. В верхней карбонатной части названной формации известны представители двух первых из этих родов, Nordia и Cryptozoon (Zhu, Chen, 1992). Сходный состав форм отмечен в формации Даянпинь округа Шеннунчжа на платформе Янцзы (Li, Leng, 1987; Zhu, Wu, 1987). Набор строматолитов только что перечисленных подразделений, развитый в двух разобщенных участках, отличается от предшествующего резким сокращением видового и родового состава и отсутствием пластовых и столбчатых неветвящихся форм.

При всей ясности стратиграфического положения рассматриваемых строматолитов (в нижней части "системы" Чанчен) вопрос об их изотопном возрасте решается неоднозначно в связи с различной датировкой нижней границы названной "системы" в китайской литературе (от 2000 до 1800 млн. лет). Максимальные из этих оценок опираются на Pb-Pb и U-Pb изохронные датировки валовых проб черных сланцев формации Чуанлиньгоу 1922 ± 91 и 1910 ± 70 млн. лет (Chen *et al.*, 1981; Zhang, Zhang, 1985). Геологический смысл полученных таким путем датировок в свете современных данных вызывает серьезные сомнения. Эти сомнения усиливают следующие факты. Во-первых, тонкая фракция иллита, выделенная из пород той же и нижележащей формации Чанчжоугоу "системы" Джиксян, имеет значимо меньший Pb-Pb изохронный и K-Ar возраст – 1785 ± 19 и 1848 ± 39 млн. лет соответственно. Во-вторых, U-Pb конкордантный и Pb-Pb изохронный возраст апатита из метаморфических пород гор Тайхань (серия Доньчжао), несогласно перекрытых формацией Чанчжоугоу, равен 1810 и 1802 ± 68 млн. лет (библиографию см. Zhu, Chen, 1992).

На основании этих данных можно было бы принять, что возраст всей "системы" Чанчен меньше 1800 млн. лет, ибо U-Pb и Pb-Pb датировки апатита из метапород фиксируют время завершения метаморфических преобразований (Овчинникова и др., 1993). Однако формация Чуанлиньгоу прорвана лампрофирами, имеющими K-Ar возраст по биотиту 1800 млн. лет, а по валовым пробам и несколько больше. Видимо, на основании именно этих и упомянутых выше Pb-Pb датировок иллита возраст строматолитов формации Чуанлиньгоу в китайской литературе сейчас принимается близким к 1850 - 1800 млн. лет (Zhu *et al.*, 1987; Zhu, Chen, 1992). Такая точка зрения принята и нами, хотя в свете приведенных данных кажется весьма вероятным, что эти строматолиты моложе 1800 млн. лет. Но как бы ни решился вопрос об изотопном возрасте последних, интервал 2.0 - 1.8 млрд. лет все равно будет самым бедным по составу строматолитов во всем протерозое Китая (рис. 3).

Строматолиты вышележащих горизонтов китайского докембрия образуют ряд последовательных систематически различных ассоциаций (ассоциации I - VIII), которые в целом выдерживают состав на обширных территориях и широко используются для корреляции вмещающих отложений (Liang *et al.*, 1985; Xing *et al.*, 1985; и др.).

Завершающему интервалу нижнепротерозойской части шкалы (1.8 - 1.65 млрд. лет) в Китае отвечают: а) строматолиты ассоциации I, которая в типовом разрезе Яншаня залегает в формации Туашаньцзы и в нижней части формации Дахунью "системы" Чанчен, и б) несколько форм из верхних горизонтов формации Дахунью (Zhu, Chen, 1992), которые ранее причислялись к ассоциации II. Первая из названных формаций имеет Pb-Pb изохронный возраст карбонатных пород 1776 млн. лет (Chen *et al.*, 1981), а вторая заключает вулканиты, имеющие U-Pb цирконовый возраст 1621 ± 6 млн. лет (Lu, Li, 1991). По присутствию некоторых характерных таксонов ассоциация I в обедненном виде прослеживается в аналогах системы Чанчен в Северо-Западном Китае (Zhang *et al.*, 1980; Zhao *et al.*, 1984, 1987; Liang *et al.*, 1985), а также, по-видимому, в серии Нижний Куньян Центрального Юннаня, в свите Ляохе, Pb-Pb изохронный возраст которой 1790 - 1760 млн. лет (Huang *et al.*, 1987).

[1] В текущей литературе существует несколько точек зрения на объемы "систем" Чанчен и Джиксян в их типовом разрезе в округе Джиксян (подробнее см. Брежнев, Раабен, 1992; Zhu, Chen, 1992). В данной статье мы приняли точку зрения тех китайских геологов, которые границу этих "систем" в стратотипе проводят между формациями Дахунью и Гаоючжуань, основываясь на несогласии в основании верхней из этих формаций и на ее тесной связи с вышележащими отложениями "системы" Джиксян по составу, условиям формирования и палеонтологической характеристике (Zhu, Chen, 1992).

Весь набор строматолитов, развитый в интервале 1.8 - 1.65 млрд. лет, отличается от предшествующего большим разнообразием, что согласуется с его более широким латеральным распространением. В нем представлены все типы построек. На родовом и видовом уровнях преобладают китайские эндемики и таксоны широкого вертикального распространения, но наряду с ними обильны межрегиональные Gruneria (Liang *et al.*, 1985, 1987); они представлены несколькими формами, в том числе G. biwabika Cloud et Semikh., известной в нижнем протерозое Северной Америки.

К нижнему рифею в Китае, судя по изотопно-геохронологическим и палеонтологическим данным, относятся строматолиты нижней части "системы" Джиксян в принятом здесь объеме. В китайской литературе они описываются в составе ассоциаций III (Мопанью) и IV (Шанполинь) и той части ассоциации II, что заключена в нижних горизонтах формации Гаоючжуань. Эта часть ассоциации II развита на ограниченной площади и включает небольшое количество таксонов. Кроме преобладающих узких эндемиков, в ней описаны межпровинциальные Conophyton (в том числе Con. garganicus Kor.), Jacutophyton и Kussiella.

Ассоциация Мопанью в типовых разрезах присутствует у кровли формации Гаоючжуань и в нижних горизонтах двух вышележащих формаций Яньчжуань и Умишань округа Джиксян. За пределами последнего она прослежена в аналогах названных подразделений на обширной территории Северо-Китайской платформы, от провинции Ляонин на востоке до пограничных районов провинций Ганьсу и Шаньси на западе и установлена в Центральном Юннане на платформе Янцзы. В составе ассоциации, включающей множество преимущественно эндемичных таксонов, господствуют микростроматиты. Среди сопутствующих им других типов на первом месте стоят пластовые постройки. В составе ассоциации есть элементы, общие с раннебурзянским (саткинским) комплексом строматолитов Урала. Таковы Kussiella, обильные в отдельных слоях формации Умишань, и пластовые формы с гребенчато-коническими наслоениями, которые на Урале описаны в составе надгруппы Thyssagetacea (Власов, 1977; Стратотип рифея..., 1982), а в Китае известные как Sinoconophyton, Stratoconophyton, Conophyton cancellosum Liang.

Ассоциация Шанполинь, приуроченная в типовых разрезах к средней части мощной (более 3.3 км) формации Умишань, распространена значительно шире, чем ассоциация Мопанью. На Северо-Китайской и Таримской платформах она прослеживается от провинции Ляонин до Бейшаня, а на платформе Янцзы известна в Центральном Юннане и в округе Шеннунчжа провинции Хубей (Liang *et al.*, 1985; Xing *et al.*, 1985; Dai, Peng, 1987). В составе ассоциации видная роль принадлежит крупным конофитонам (Conophyton garganicus Kor., Con. lituus Masl., Con. shanpolingensis Liang, близким к Con. cylindricus Masl.) и желваковым постройкам, которым подчинены колоннеллы (в том числе сибирская Colonnella discreta Kom.), редкие микростроматиты и пластовые постройки. Состав ведущих таксонов в какой-то мере сближает данную ассоциацию с позднебурзянским комплексом строматолитов, развитым на Урале и в некоторых других регионах (Раабен, 1985). Что же касается вышележащей ассоциации V (Телинь), то она однозначно трактуется как среднерифейская (см. далее).

Данные об изотопном возрасте отложений, содержащих ассоциации III - IV, по существу ограничиваются несколькими Pb-Pb изохронными датировками карбонатных пород (Zhang, Li, 1982; Chen *et al.*, 1981; Huang *et al.*, 1987). В слоях, подстилающих отложения с ассоциацией III, они равны 1550 млн. лет в округе Джиксян (средняя часть формации Гаоючжуан) и 1600 - 1520 млн. лет в Центральном Юннане (формация Этушань). В слоях с ассоциацией IV они составляют 1410 млн. лет (формация Лючжиян Центрального Юннаня), а в базальных горизонтах вышележащей формации Туанькаолинь – 1330 млн. лет. Галенит из формации Гаоючжуань имеет модельный Pb-Pb возраст 1434 ± 50 млн. лет. Напомним, что отложения, несогласно подстилающие эту формацию, имеют U-Pb цирконовый возраст 1621 ± 6 млн. лет (Lu, Li, 1991).

Сказанное о систематическом составе строматолитов из нижней части "системы" Джиксян и об изотопном возрасте вмещающих отложений свидетельствует о их принадлежности нижнему рифею (бурзянию) и не позволяет согласиться с мнением о среднерифейском возрасте ассоциаций III и IV (Liang *et al.*, 1985). С некоторой долей условности рассмотренные элементы ассоциации II и ассоциация III могут быть отнесены к нижнему, а ассоциация IV – к верхнему бурзянию.

Если это так, то ранний бурзяний в Китае ознаменовался заметным ростом разнообразия на родовом и особенно на видовом уровнях, а поздний бурзяний был отмечен его сильным спадом (рис. 3). Этот рост определялся преимущественно за счет таксонов микростроматитов (представителей "семейства" Pseudogymnosolenaceae), объем которых в китайской литературе, как уже говорилось, понимается особенно узко. Поэтому масштабы раннебурзянского относительного пика разнообразия в какой-то мере преувеличены. Однако сам этот пик вряд ли можно считать артефактом: микростроматиты, присутствующие в до- и послераннебурзянских отложениях Китая, более чем на порядок менее разнообразны, чем описанные в раннем бурзянии, а свой вклад в упомянутый пик и в последующий спад разнообразия вносят и пластовые формы.

К среднему рифею в Китае отнесена строматолитовая ассоциация V (Телинь), которая характеризует верхние горизонты "системы" Джиксян. Она широко распространена в центральной и за-

падной частях Северо-Китайского кратона и на Таримском кратоне: у кровли формации Умишань и в формации Телинь округа Джиксян (типовой район), в одновозрастных отложениях пограничных районов провинций Шэньси и Хэнань и хр. Аланшань, откуда протягивается далеко на запад, в Бейшань, Куруктаг и Китайский Тянь-Шань. Кроме того, она известна в округе Шеннунчжа на платформе Янцзы (Geological Guide..., 1977; Liang *et al.*, 1985; Zhao *et al.*, 1987; Li, Leng, 1987). В восточной полосе развития китайского рифея (полуостров Ляодунь, провинции Аньхой и Шаньдунь) ее нет.

По составу ассоциация Телинь резко отличается от предшествующих. В ней нет микростроматитов, очень невелика роль пластовых и желваковых построек, а среди столбчатых доминируют ветвящиеся. Ведущими ее членами являются Baicalia, Chihsienella, Tielingella, Tungussia, наряду с которыми обычны Anabaria, Conophyton, Colonnella, близкий к ним Paraconophyton и ряд других. Обращает внимание, что среди представителей названных родов появляются виды, характерные для среднего рифея Урала и Сибири (Baicalia baicalica Masl., B. unca Semikh., Colonnella cormosa Kom., Tungussia nodosa Semikh. и др.). Наряду с ними указываются некоторые таксоны, в Северной Евразии присутствующие только в послесреднерифейских отложениях.

Часть родов, входящих в ассоциацию V, встречается по всему диапазону ее вертикального распространения (Conophyton, Baicalia, Colonella, Tungussia), а другие приурочены только к нижней или только к верхней частям этого диапазона, определяя деление ассоциации на два последовательных набора. Anabaria, Chihsienella, Scopulimorpha, Tielingella, Colonnella cormosa Kom. развиты только в верхней части названного диапазона – в формации Телинь Яншаня, в верхних горизонтах серии Пинтоушань хребта Бейшань, в серии Баянсиби Внутренней Монголии, в формации Шикаохе округа Шеннунчжа и в формации Долонкоу Центрального Юннаня (Zhang *et al.*, 1980; Liang *et al.*, 1985; Zhao *et al.*, 1987; Li, Leng, 1987; Dai, Peng, 1987). Состав строматолитов, ограниченных нижней частью ассоциации V, изменчив по латерали. Так, в Яншане здесь преобладают Wumishanella, Paraconophyton, Pseudochihsinella, а в Бейшане и в смежных районах – Jacutophyton, Cryptozoon (Geological Guide..., 1977; Tsao, 1979; Miao *et al.*, 1984; Zhao *et al.*, 1987). Вертикальная дифференциация состава ассоциации проявляется и в изменении состава видов ряда транзитных родов.

Базальные горизонты отложений, содержащих ассоциацию V, в округе Шеннунчжа имеют возраст около 1330 млн. лет (U-Pb метод, карбонатные породы; Zhang, Zhang, 1985; Li, Leng, 1987); слои, разделяющие отложения с нижним и верхним ее наборами, в округе Джиксян датируются 1220 - 1190 млн. лет (формация Хуньшуйжуань, K-Ar метод, глауконит и тонкая фракция иллита), а содержащие верхний набор – 1240 - 1020 млн. лет (формация Телинь, K-Ar метод, глауконит). Вышележащие отложения, заключающие ассоциацию VI, имеют K-Ar возраст 1000 - 950 млн. лет и менее (Zhang, 1985; Xu *et al.*, 1987).

Исходя из приведенных палеонтологических и изотопно-геохронологических данных, представляется корректным сопоставить ассоциацию V (Телинь) со среднерифейским (юрматинским) комплексом Северной Евразии, а два набора, составляющих эту ассоциацию, отнести соответственно к нижнему и верхнему юрматинию. Мнение о принадлежности ассоциации V только к верхней части среднего рифея (Liang *et al.*, 1985), в свете современных данных, более не может обсуждаться.

Появление двух последовательных наборов таксонов, составляющих ассоциацию V, знаменовало некоторое увеличение систематического разнообразия китайских строматолитов при переходе от позднего бурзяния к раннему юрматинию и небольшое расширение видового состава при переходе к позднему юрматинию (рис. 3).

Привязка двух вышележащих ассоциаций китайских строматолитов (ассоциаций VI и VII) к принятой нами шкале вызывает определенные трудности, которые связаны с неоднозначной трактовкой возраста вмещающих отложений в китайской литературе (см. ниже). Строматолиты, составляющие эти ассоциации, имеют ясный верхнерифейский облик и представлены главным образом столбчатыми ветвящимися постройками. Около трети присутствующих здесь групп и примерно пятая часть видов являются общими с верхним рифеем Северной Евразии. К их числу относятся характерные для последнего Baicalia rara Semikh., Gymnosolen confragosus Semikh., G. furcatus Kom., G. levis Kryl., G. ramsayi Steinm., Inzeria tjomusi Kryl., Jurusania cylindrica Kryl., J. nizvensis Raab., Katavia karatavica Kryl., Linella ukka Kryl., L. simica Kryl., Minjaria uralica Kryl., Poludia polymorpha Raab. и др. Наряду с ними присутствуют таксоны широкого вертикального распространения и многочисленные эндемичные роды и виды. Различия ассоциаций VI и VII создаются за счет стратиграфической локализации главным образом местных и некоторых из только что перечисленных таксонов.

В стратотипе "системы" Цзиньбайкоу, которая по объему соответствует раннему каратавию, рассматриваемых строматолитов нет. Однако на западе Яншанских гор в базальных горизонтах названной "системы" появляются элементы ассоциации VI, а в более западных районах, во Внутренней Монголии, Бейшане, Куруктаге и Китайском Тянь-Шане, она развита достаточно полно и вверх по разрезу серии Поргань Куруктага сменяется ассоциацией VII. Последовательность ассоциаций VI и VII описана также в верхней части серии Верхний Куньян Центрального Юннаня на платформе Янцзы (Liang *et al.*, 1985). Однако наиболее

полно эти ассоциации развиты на востоке Северо-Китайской платформы, в серии Ляонань Ляодунского полуострова и в коррелируемых с ней сериях Хуайнань (s. str.) и Ксюхуай в пограничных районах провинций Аньхой и Цзянсу (Cao, Zhao, 1977; Cao *et al.*, 1985; Xu *et al.*, 1987), и именно в этих районах сложились противоречивые взгляды на возраст вмещающих отложений. Одни исследователи все эти отложения коррелируют с нижней, дотиллитовой частью синия, тогда как другие нижнюю часть рассматриваемых отложений, содержащую ассоциацию VI, коррелируют с типом "системы" Цзиньбайкоу, а верхнюю часть, заключающую ассоциацию VII, относят к более молодому подразделению (850 - 700 млн. лет), которое называют нижним синием, "системой" Ляонань или Хуайхе либо верхней частью "системы" Цзиньбайкоу *s. lato* (Sun *et al.*, 1986; Lin *et al.*, 1987; Zhao, 1987; Liang *et al.*, 1987; Xu *et al.*, 1987; Xu, 1987). Вместе с тем, некоторые геологи все верхнедокембрийские отложения провинции Аньхой считают аналогом верхнего, посттиллитового синия (Zang, Walter, 1992), или даже нижним кембрием (Vidal, Moczydlowska, 1987).

Оснований для появления этих противоречивых взглядов было несколько: отличие верхнедокембрийских отложений Ляодуня и провинции Аньхой от слагающих типы "системы" Цзиньбайкоу и синия; двоякая трактовка возраста тиллитов, перекрывающих эти отложения в провинции Аньхой (ранний или поздний венд); получение для рассматриваемых отложений ряда K-Ar датировок глауконита, лежащих в пределах 600 - 800 млн. лет; ссылки на находки здесь предполагаемых медуз (библиографию см. Sun *et al.*, 1986); присутствие в сериях Хуайнань и Ксюхуай углеродистых скульптрированных пленок, трактуемых как остатки червей (Sun *et al.*, 1986); состав встреченных органостенных микрофоссилий, в частности, указания на находки Skiagia (Vidal, Moczydlowska, 1987) и наличие Baltisphaeridium sp. и Ambiguaspora sp. (Zang, Walter, 1992).

При оценке возникших противоречий нужно иметь в виду следующее. Ссылки на находки здесь медуз и Skiagia не подтвердились (см. Sun *et al.*, 1986; Zang, Walter, 1992), природа и диапазон вертикального распространения упомянутых пленок еще нуждаются в уточнении, а представители рода Baltisphaeridium в Сибири известны в раннекаратавских (лахандинских) отложениях (Пятилетов, 1988). Вместе с тем, стратиграфическое единство строматолитовых ассоциаций VI и VII на всей площади их развития несомненно. Этот факт и анализ всех изотопных датировок, относящихся к этим ассоциациям, позволяют уточнить существующие взгляды на их возраст.

Отложения серии Верхний Куньян Юннаня, содержащие ассоциацию VI, имеют Rb-Sr возраст валовых проб глинистых сланцев 1000 - 950 млн. лет, а вся эта серия, в верхней своей части заключающая ассоциацию VII, несогласно перекрыта базальными горизонтами синия и прорвана предсинийскими гранитами, имеющими изохронный Rb-Sr возраст 861 ± 1 млн. лет (Huang *et al.*, 1987; Dai, Peng, 1987). Базальная формация стратотипа "системы" Цзиньбайкоу имеет K-Ar возраст 956 млн. лет (иллит), а верхняя – 1000 - 800 (глауконит) и 855 млн. лет (иллит) (Zhang, Li, 1982; Zhang, Zhang, 1985). Для серий Хуайнань и Ксюхуай провинции Аньхой и Цзянсу, кроме сравнительно небольших значений K-Ar возраста глауконита (600 - 700 млн. лет), которые легко объяснить нарушением изотопно-геохронологических систем, имеются и более "древние": 976 млн. лет для серии Хуайнань и близкие к 800 млн. лет для серии Ксюхуай. Изохронный Rb-Sr возраст глинистых сланцев серии Хуайнань определен с большой ошибкой в 840 ± 72 млн. лет (Lin *et al.*, 1987; Xu *et al.*, 1987; Xu, 1987).

Приведенные данные, а отчасти и состав строматолитов ассоциаций VI и VII, позволяют отнести эти ассоциации к раннему каратавию (1000 - 850 млн. лет). Присутствие во вмещающих отложениях сочетания Chuaria–Tawuia (Sun *et al.*, 1986; Zang, Walter, 1992) не противоречит такому выводу, так как недавно оно было найдено (Vidal *et al.*, 1993) в отложениях, которые по изотопному возрасту и составу строматолитов относятся к среднему рифею (Семихатов, Серебряков, 1983),

Совокупность таксонов, составляющих ассоциации VI и VII, определяет резкий пик родового и особенно видового разнообразия китайских строматолитов, приходящийся на ранний каратавий (рис. 3). Доминантами в этих ассоциациях являются столбчатые ветвящиеся постройки надгруппы Gymnosolenida.

Обособление позднекаратавской строматолитовой ассоциации в Китае затруднено тем, что соответствующие отложения на платформе Янцзы имеют преимущественно терригенный состав и не содержат строматолитов, а на большей части Таримской и Северо-Китайской платформ отсутствуют. Лишь на юго-востоке последней, в пограничных районах провинций Аньхой и Цзянсу на ограниченной площади сохранились строматолитсодержащие толщи, которые по стратиграфическому положению, изотопному возрасту и составу строматолитов могут быть отнесены к верхнему каратавию. Это маломощная серия Шуксян. Она с размывом залегает на верхних горизонтах серии Ксюхуай, содержит глауконит, имеющий возраст 650 и 670 млн. лет, и несогласно перекрыта нижнекембрийскими отложениями с трилобитами (Xu *et al.*, 1987; Zang, Walter, 1992). Правда, в этой серии в начале 80-х годов упоминались находки мелкой раковинной фауны (ссылку см. Zang, Walter, 1992), но они не были подтверждены позднейшими исследованиями (Xu *et al.*, 1987). В китайской литературе эту серию обычно относят к верхнему синию (т.е. к венду) вследствие рассмотренных выше противоречивых представлений о возрасте верхнедокембрийских отложений

востока Северо-Китайской платформы (Liang *et al.*, 1985; Sun *et al.*, 1986; Xu *et al.*, 1987).

Микрофоссилии серии Шуксян не дают возможности уточнить ее возраст (Zang, Walter, 1992). Что же касается ее строматолитов, то они, помимо узких эндемиков, представлены местными видами тех родов, которые широко распространены в верхнем рифее и лишь частично поднимаются в венд (Acaciella, Anabaria, Aldania, Boxonia, Chisienella, Gymnosolen, Jacutophyton (=Georgina), Inzeria, Jurusania, Katavia, Linella) (Cao *et al.*, 1985; Xu *et al.*, 1987). Учитывая эти данные и приведенные выше изотопные датировки, определяющие лишь минимальный возраст, мы относит серию Шуксян к позднему каратавию. Заключенные в ней строматолиты по разнообразию сильно уступают присутствующим в сериях Ксюхуай и Хуайнань.

К позднему каратавию в Китае, видимо, относится и небольшой набор форм из верхней части серии Дахуолуошань Бейшаня, который, помимо местных видов Linella и Conophyton, содержит ряд эндемиков. Вмещающие его отложения отделены мощной терригенной пачкой от нижележащих горизонтов названной серии, содержащих VI ассоциацию строматолитов, и несогласно перекрыты тиллитами нижнего синия (Miao *et al.*, 1984; Zhao *et al.*, 1984). Таким образом, если сделанные выше стратиграфические построения верны, то поздний каратавий Китая отличался от раннего каратавия резким спадом обилия и разнообразия строматолитов на всех таксономических уровнях. Этот спад будет еще более разительным, если серию Шуксан считать не позднекаратавской, а вендской или кембрийской.

Вендские строматолиты Китая представлены ассоциацией VIII (Liang *et al.*, 1985), с появлением которой связано некоторое сокращение их разнообразия на видовом и сохранение на родовом уровнях. В полном виде ассоциация развита лишь на платформе Янцзы – в надтиллитовых отложениях верхнего синия провинции Гуйчжоу и округа Шеннунчжа (формация Доушаньтоу) и в сопоставимых толщах Центрального Юннаня, а ее элементы намечаются в Синцзяне. В ее составе ведущую роль играют местные представители таких широко распространенных родов как Boxonia, Colleniella, Gongylina, Conophyton, Irregularia, Linella, Paniscollenia и др., которым подчинен ряд местных таксонов. Ассоциация VIII отнесена к венду на основании стратиграфического положения между отложениями мейшучунского яруса нижнего кембрия и нижнесинийскими тиллитами, сопоставимыми (Келлер и др., 1984) с нижневендскими тиллитами Северной Евразии. Более молодые строматолиты в Китае еще только начали изучаться; сведений об их представителях в безусловно нижнекембрийских отложениях нет.

Итак, на гистограммах изменения систематического разнообразия протерозойских строматолитов Китая ясно выделяются три пика разнообразия, которые по возрастному положению совпадают с установленными в Северной Евразии (рис. 2 и 3), но на видовом уровне превосходят их по амплитуде. Первый пик приходится на второе подразделение принятой возрастной шкалы (точнее ~ 2.2 - 2.1 млрд. лет назад), второй – на ранний бурзяний, а наиболее высокий третий, за которым следует резкий спад разнообразия, – на ранний каратавий. Что же касается несовпадения амплитуд одновозрастных пиков на гистограммах для Северной Евразии и Китая, то оно в какой-то мере, видимо, связано с неадекватным пониманием объемов таксонов российскими и китайскими специалистами.

Рассмотренные вариации разнообразия китайских строматолитов, как отмечали Ш. Зу с соавторами (Zhu *et al.*, 1987; Zhu, Chen, 1992), сопровождались изменениями структуры комплексов – относительного количества входящих в их состав представителей различных надгрупповых категорий (рис. 3, круговые диаграммы). Наиболее динамичными из этих категорий были столбчатые, в особенности ветвящиеся постройки, а ранее – среднего рифея и микростроматиты.

Корреляция между изменениями разнообразия китайских строматолитов и геологическими событиями наиболее очевидна для дорифейских построек, развитых на ограниченной площади. Резкий рост их обилия и разнообразия 2.3 - 2.0 млрд. лет назад прямо увязывается с радикальным увеличением количества карбонатных пород в разрезе серии Хуто и ее аналогов и с расширением спектра обстановок формирования строматолитсодержащих толщ (Zhu *et al.*, 1987). Это расширение подчеркивается сочетанием в среднем Хуто столь типичных обитателей приливно-отливных равнин, как микростроматиты с относительно глубоководными морфотипами, в том числе с конофитонами. Однако, несмотря на очевидность таких корреляций, за расширением обилия и разнообразия китайских строматолитов 2.3 - 2.0 млрд. лет назад стоят отнюдь не только региональные причины, ибо такое же увеличение наблюдается и за пределами Китая.

Резкий спад разнообразия строматолитов 2.0 - 1.8 млрд. лет назад, отмеченный в Китае, явился логическим следствием того, что в это время здесь широко распространились молассы люлянской складчатости (Goodwin, 1991; Zhu, Chen, 1992), с которой было связано завершение формирования фундамента Северо-Китайской и Таримской платформ. Карбонатные породы, если и присутствуют в данном возрастном интервале, слагают лишь небольшие обособленные тела, входящие главным образом в состав базальных горизонтов эпилюлянского платформенного чехла, представленных "системой" Чанчен. Небольшой рост разнообразия 1.8 - 1.65 млрд. лет назад может отражать более широкое географическое распространение карбонатных пород в верхней части "системы" Чанчен по сравнению с нижней,

а возможно и более широкий набор обстановок их формирования, связанный с развитием чанченской трансгрессии.

Существенное расширение обилия и разнообразия строматолитов в раннем бурзянии Китая определяется появлением ассоциации Мопанью, приуроченной к нижним горизонтам преимущественно карбонатной "системы" Джиксян, которая знаменовала обширную трансгрессию на эпилюлянские массивы (Chen *et al.*, 1981; Goodwin, 1991). В типичном выражении названная ассоциация приурочена к крайне мелководным отложениям формации Гаоючжуань (Song, Gao, 1985) и к нижней части первой трансгрессивной последовательности формации Умишань (в этой формации китайские геологи выделяют четыре такие последовательности; Zhu Shixing, устное сообщение, октябрь 1992 г.). Эти отложения носят характерные черты осадков карбонатной приливно-отливной равнины и, по наблюдениям одного из авторов данной статьи, аналогичны осадкам позднего бурзяния Северной Сибири. В Сибири с ним связано сокращение разнообразия строматолитов по сравнению с наблюдаемым в отложениях открытой карбонатной платформы.

Позднебурзянский спад разнообразия строматолитов Китая, наиболее ярко выраженный на видовом уровне, связан, как мы видели, с появлением ассоциации IV (Шанполинь). Ее характерные представители – крупные конофитоны и иные столбчатые морфотипы – присутствуют в верхних частях упоминавшихся трансгрессивных последовательностей в средней части формации Умишань. С таким фациальным положением ассоциации хорошо согласуется господство в ней конофитонид и редукция микростроматитов. Некоторое расширение систематического состава китайских строматолитов в юрматинии (в среднем рифее), определяемое появлением двух последовательных наборов ассоциации V (Телинь), проходило на фоне установления господства обстановок открытой карбонатной платформы, а в позднем юрматинии и значительного повышения Ca/Mg отношений во вмещающих отложениях некоторых регионов (Qin *et al.*, 1985).

Раннекаратавскому пику разнообразия строматолитов в Китае предшествовала частичная кратонизация фундамента платформы Янцзы и общие поднятия на Северо-Китайском и Таримском кратонах, а сам этот пик формировался в условиях широкой морской трансгрессии, которая перекрыла ряд ранее приподнятых областей на северо-западе и востоке страны (Wang, Qiao, 1984; Chen *et al.*, 1981; Goodwin, 1991) и принесла с собой существенно известковые осадки (Qin *et al.*, 1985). Однако, как и в Северной Евразии, широта этой трансгрессии и пестрота связанных с нею фаций не могли быть главной, а тем более единственной причиной трехкратного увеличения количества видов и радикального изменения состава родов при переходе от позднего юрматиния к раннему каратавию. Об этом говорит не столько соотношение масштабов трансгрессий позднего Джиксяна и Цзиньбайкоу, сколько постоянство раннекаратавского пика в большинстве рассматриваемых суперрегионов.

Резкое сокращение состава строматолитов в позднем каратавии в масштабах китайского суперрегиона было безусловно связано с существенными преобразованиями геологической обстановки вслед за предсинийской дженнинской складчатостью (860 - 820 млн. лет назад). С нею было связано завершение кратонизации фундамента платформы Янцзы, господство на этой платформе терригенного осадконакопления в позднем каратавии и осушение Таримской и большей части Северо-Китайской платформ. Мелководные бассейны в это время сохранялись, видимо, лишь на небольших участках юго-восточной части последней. Что же касается вендского (позднесинийского) сокращения количества видов строматолитов в Китае, то при его корреляции с региональными событиями мы сталкиваемся с теми же противоречиями, что и в Северной Евразии. Это сокращение протекало на фоне широкой постгляциальной трансгрессии и накопления экстенсивно развитых на платформе Янцзы мощных карбонатных толщ верхнего синия. Эти толщи, со всех точек зрения близкие юдомию Сибири, накопились в обширном мелководном бассейне, потенциально очень благоприятном для развития строматолитов и, тем не менее, очень бедном ими.

Индия

Докембрийские строматолитсодержащие толщи Индии развиты в широком возрастном диапазоне – от верхнего архея до венда включительно, но по разрезу и по площади распределены очень неравномерно и в общем редко. Дорифейские строматолиты известны на Индийской платформе, рифейские – на платформе и в складчатом поясе Малых Гималаев, вендские и кембрийские – только в этом поясе.

Рассматриваемая здесь выборка таксонов включает 46 формальных видов и 33 формальных рода, что далеко не исчерпывает всего их разнообразия, указанного в индийской литературе (библиографию см. Stromatolites..., 1980; Tevari, 1988). В предлагаемом анализе мы опирались на результаты пересмотра данных, опубликованного несколько лет назад (Раабен, 1981, 1985; Раабен, Тевари, 1987), и на некоторые последующие публикации (см. ниже). Некритическое использование всего перечня таксонов, указанных из индийского докембрия, привело бы к недоразумениям, во-первых, из-за неодинакового, а иногда, к сожалению, и недостаточно строгого подхода индийских геологов к определению строматолитов, а, во-вторых, из-за неясности стратиграфического положения ряда строматолитсодержащих толщ. Но даже исключение таких толщ из рассмотрения

не спасло нас от трудностей в привязке конкретных средне- и верхнерифейских ассоциаций строматолитов Индии к принятой стратиграфической шкале.

Архейские строматолиты отмечены только в пределах Дарварского кратона (Ventkatachala *et al.*, 1988; Venkatachalapathy *et al.*, 1968; Tevari, 1992), но данные об их составе противоречивы. Нижнему протерозою принадлежат строматолиты ряда местных стратиграфических подразделений Индийской платформы (Kumar, 1976; Stromatolites..., 1980), но надежные данные об их составе есть только для Араваллийского пояса Раджастана, для серий Аравалли и Дели. Серия Аравалли несогласно залегает на архейских гранитах и гнейсах, а местами и на вулканитах, имеющих модельный Sm-Nd возраст 2.6 - 2.3 млрд. лет. Граниты, прорывающие серию, имеют изохронный Rb-Sr возраст 1985 ± 300 и 1900 ± 80 млн. лет, а модельный возраст ее свинца близок к 1800 млн. лет (Growford, Compston, 1970; Sarkar 1980; Deb *et al.*, 1989). Таким образом, возраст серии лежит в пределах 2.3 - 2.0 млн. лет; иногда его оценивают в 2.2 - 2.05 млн. лет (Chauhan, Sisodia, 1988). Серия Дели отделена несогласием от серии Аравалли, охвачена тектоническими движениями с возрастом порядка 1.5 млрд. лет (Goodwin, 1991) и прорвана гранитами, изохронный Rb-Sr возраст которых 1685 ± 100 млн. лет (Chaudary *et al.*, 1984). Исходя из этих данных, серию Дели мы условно относим к интервалу 2.0 - 1.8 млрд. лет.

Строматолиты серии Аравалли локализованы в фосфоритоносном известняке Аравалли, откуда описаны (Раабен, 1980, 1981) микростроматиты рода Minicolumella, столбчатые ветвящиеся Kanpuria (их полиморфизм был причиной ошибочных определений нескольких рифейских родов; Banerjee, 1971; Chauhan, 1979; и др.), неветвящиеся столбчатые Conophyton minusculum Semikh., а также (Barman, 1988) Columnacollenia (= Masloviella) и некоторые другие. Кроме того, отсюда указаны еще шесть родов нижнепротерозойских строматолитов, которые определены со знаком вопроса (Tevari, 1992) и потому не включены в нашу статистику. В серии Дели строматолиты редки. Отсюда описаны три формы, отнесенные к трем родам (Verma, Barman, 1980). По мнению одного из авторов настоящей статьи, они представляют части единых построек, близких к Earaheadia. В любом случае, разнообразие и обилие строматолитов в серии Дели снижено в сравнении с предшествующей серией. Другие нижнепротерозойские строматолиты Индии не учтены при наших построениях из-за состояния их изученности и/или неопределенности возраста.

Рифейские строматолиты присутствуют во всех крупных впадинах Индийской платформы – Виндийской, Куддапахской, Пакхал, Каладжи, Чатисгарх, а также в Малых Гималаях. Они изобилуют в надсерии Семри (нижний виндий) Виндийской впадины, где тяготеют к нижней половине разреза – к нижнему Семри (Kumar, 1978; Raha, Sastry, 1982; Раабен, 1985; Раабен, Тевари, 1987). Строматолиты образуют здесь две последовательные ассоциации. В первой присутствуют Kussiella kussiensis Kryl., Omachtenia, Thyssagetes odontophyes Vlas., Colonnella и некоторые другие, а в следующей доминируют Conophyton garganicus Kor. в сопровождении Colonnella aff. discreta Kom., Paniscollenia и Gaia. Элементы этих ассоциаций узнаются в нижних горизонтах надсерии Куддапах одноименной впадины и в серии Пурана впадины Пакхал, а в нижних горизонтах скоррелированных карбонатных свит Шали, Ганголиат и Большого известняка Джамму в Малых Гималаях ассоциации представлены более полно. В нижние ассоциации здесь, помимо Kussiella и тиссагетовых, присутствуют местные виды Omachtenia и Platella, представители эндемичного рода Rahaella, а также марокканская форма Plicatina antiqua Raab. В составе верхней ассоциации появляются Conophyton cylindricus Masl., C. garganicus Kor., C. misrae Kumar, Conusella regularis Gol. и местный вид Colonella (Kumar, Tevari, 1977, 1978; Raha, 1980; Valdiya, 1980; Tevari, 1983 а, б; Raha, Das, 1988).

Данные об изотопном возрасте отложений, содержащих эти строматолиты, ограничены. Возрастные рамки всей серии Семри на основании Rb-Sr данных устанавливаются в 1700 - 1150 млн. лет (Sarkar, 1972), а сопоставимые с ее нижними горизонтами отложения надсерии Куддапах заключают глауконит с K-Ar возрастом 1470 ± 60 млн. лет и лавы, датированные Rb-Sr методом 1370 ± ± 60 млн. лет (Crowford, Compston, 1970; Sarkar, 1972, 1980; Chaudary *et al.*, 1984). Эти датировки и систематический состав указанных двух ассоциаций позволяют отнести их к нижнему рифею и предположительно сопоставить соответственно с ранне- и позднебурзянскими ассоциациями Урала (Раабен, 1985). Если это так, то в раннем бурзянии Индии строматолиты были разнообразнее, чем в позднем (рис. 4).

В среднем рифее область карбонатного осадконакопления на Индийской платформе сократилась и сконцентрировалась в Виндийской, Куддапахской и Каладжийской впадинах (Божко, 1984). Строматолиты указаны здесь только на западе Виндийской впадины, в верхних горизонтах Нижнего Семри. В перечень таксонов входят лишь Baicalia baicalica Kryl. и Stratifera sp. (Barman, Verma, 1980). Состав редких строматолитов из Верхнего Семри не изучен. Более полны данные по Малым Гималаям: в верхней половине Большого известняка Джамму присутствуют представители рода Baicalia, Anabaria radialis Kom., желваковые Nucleella и Cryptophyton и некоторые другие (Raha, 1980; Раабен, Тевари, 1987). Вмещающие их отложения подстилаются известняками с верхнебурзянской конофитоновой ассоциацией и несогласно перекрыты песчаниками, галенит которых имеет Pb-Pb возраст 967 млн. лет (Raha *et al.*, 1978). На основании этих данных рассматриваемые стромато-

литы могут быть отнесены к среднему рифею в целом, без его более дробного расчленения.

Верхнерифейские отложения в Индии распространены шире среднерифейских, но представлены преимущественно терригенными осадками и заключают лишь редкие строматолитсодержащие толщи. В наших построениях учтены данные об относительно хорошо изученных верхнерифейских строматолитах из верхнего виндия Виндийской впадины, из серии Райпур впадины Чатисгарх и из серии Симла Малых Гималаев. Принадлежность этих подразделений к единому возрастному интервалу признана достаточно широко (Raha, Das, 1988).

Разрез верхнего виндия начинается грубообломочной формацией Кеймур, а строматолиты появляются в вышележащей терригенно-карбонатной подсерии Рева, где описаны Inzeria, Tungussia и Baicalia (Prasad, 1980). Кроме того, в более молодой подсерии Бхандер присутствует Linella cf. ukka Kryl. Этим ограничивается набор достоверно установленных здесь таксонов, хотя общий их список, приводившийся из верхнего виндия, несколько шире. Состав строматолитов свидетельствует о позднерифейском возрасте подсерий Рева и Бхандер, что согласуется с K-Ar датировками глауконитов из формации Кеймур и из подстилающего ее верхнего Семри – соответственно 890 ± 40 и 1080 ± 40 млн. лет. Не противоречат этому и известные определения возраста кимберлитов – 1145 (Rb-Sr) и 1130 (K-Ar) млн. лет, прорывающих отложения, сопоставленные с формацией Кеймур (Crowford, Compston, 1970). Дело в том, что кимберлиты однозначно считаются древнее подсерии Рева, заключающей рассматриваемые строматолиты.

Серия Райпур содержит довольно богатую ассоциацию столбчатых ветвящихся форм, в состав которой входят ряд таксонов, общих с позднекаратавским комплексом Урала и с ассоциациями VI и VII Китая. Это Parmites concrescens Raab., Minjaria, Gymnosolen, Inzeria; присутствует здесь и эндемичная Tungussia indiana Raab. с типичной для верхнего рифея микроструктурой Fibrosida (Раабен, Забродин, 1972; Bhattacharia, 1975; Jairman, Banerjee, 1980). Вместе с тем, здесь известны конофитоны и редкие Platella. Эти строматолиты подкрепляют представления о верхнерифейском возрасте свиты Райпур (Schnitzer, 1977; Sarkar, 1980; Raha, Das, 1988) и противоречат иногда проводимой ее корреляции с нижним виндием, что уже отмечено в индийской литературе (Jairman, Banerjee, 1980).

Серия Симла залегает на формации Шали, большая нижняя часть которой сопоставляется с Большим известняком Джамму (Valdiya, 1980). Серию слагают терригенные отложения с крупными линзами строматолитовых известняков. Нижняя из таких линз, иногда относимая к верхней части формации Шали, заключает Parmites

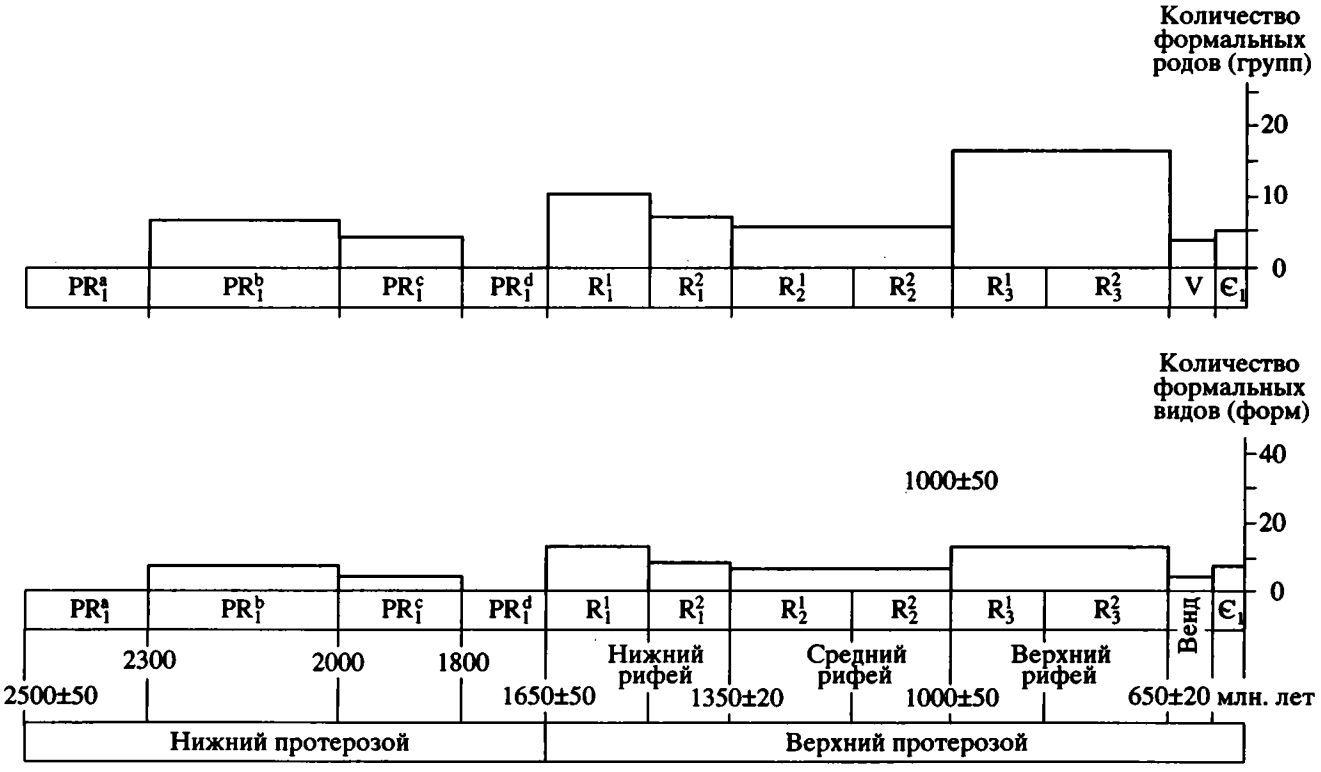


Рис. 4. Динамика разнообразия протерозойских и раннекембрийских строматолитов Индии на уровне формальных видов (форм) и формальных родов (групп).

concrescens Raab. (Раабен, Тевари, 1987; Sinha, Raaben, 1979), а в прочих линзах известны Jurusania himalaica Sinha и некоторые другие таксоны (Sinha, 1977). На основании этих строматолитов серию Симла относили к верхнему рифею - венду (Sinha, 1977; Raha, Das, 1988). В настоящее время минимальный возрастной предел серии определяется ее положением под тиллитами Блайни, принадлежащими нижневендскому гляциогоризонту (Tevari, 1992). Возрастные соотношения верхнерифейских строматолитов трех рассмотренных районов неясны. Поэтому все они отнесены к нерасчлененному верхнему рифею. Таким образом, последний в Индии отличался несколько бóльшим разнообразием строматолитов по сравнению со средним.

Вендские строматолиты в Индии известны только в серии Крол Малых Гималаев, которая залегает между тиллитами Блайни и нижним кембрием. Систематический состав этих строматолитов сейчас изучается (Tevari, 1992). По наблюдениям одного из авторов данной статьи, он ограничен 3 - 4 таксонами. Если это так, то фиксируемое в Индии падение разнообразия вендских строматолитов логично связать с их локальным распространением. Столь же локально распространенные нижнекембрийские строматолиты Индии, описанные из серии Крол (Tevari, 1992), несколько разнообразнее вендских.

* * *

В заключение проведенного анализа отметим следующее.

1. В каждом из трех рассмотренных суперрегионов Евразии динамика разнообразия строматолитов на видовом и родовом уровнях подчинена общим закономерностям. По существу гистограммы изменения численности видов отличаются от составленных для родов лишь большей амплитудой вариаций при соблюдении знака последних (рис. 2 - 4).

2. Гистограммы, которые отражают изменения наиболее представительных выборок строматолитовых таксонов по Северной Евразии и Китаю, обладают близким подобием. Оно проявляется в тримодальном характере этих гистограмм и в одинаковой возрастной локализации пиков и депрессий. Депрессии приходятся на самое начало протерозоя (2.5 - 2.3 млрд. лет), на его конец (венд, а отчасти и поздний каратавий), на конец раннего протерозоя и на поздний бурзяний (рис. 2, 3). Пики попадают на середину раннего протерозоя (2.3 - 2.0 млрд. лет), на ранний бурзяний и на ранний каратавий. В Северной Евразии третий, раннекаратавский пик на видовом уровне значительно превышает два других, а на родовом уровне соизмерим с ними. В отличие от этого, в Китае все три пика видового разнообразия близки по величине, хотя раннекаратавский и сохраняет некоторое лидерство. На родовом уровне наиболее высоким достаточно неожиданно здесь оказывается раннепротерозойский пик, который определяется поведением строматолитов сравнительно небольшого региона.

3. На фоне рассмотренных количественных вариаций строматолиты Северной Евразии и Китая обнаруживают направленные изменения структуры последовательных возрастных комплексов – перераспределение относительных ролей надродовых таксонов, входящих в их состав. Общий тренд таких изменений в обоих названных суперрегионах в рифее оказывается во многом сходным (см. круговые диаграммы на рис. 2 и 3). В Китае, однако, картина осложнена заметным увеличением роли таксонов микростроматитов (аспериаформных строматолитов) в конце раннего протерозоя и особенно в раннем бурзянии.

4. Гистограмма частоты встречаемости протерозойских строматолитов Индии гораздо менее представительна, так как она построена на основании выборочных данных по сравнительно хорошо изученным участкам этого относительно небольшого суперрегиона. Поэтому рисунок данной гистограммы (рис. 4) никак нельзя абсолютизировать, тем более, что наблюдаемые на ней перепады разнообразия невелики и в ряде случаев соизмеримы со статистическим шумом. Тем не менее, эта гистограмма обладает некоторыми чертами сходства с более представительными северо-евразиатской и китайской. Сходство проявляется в увеличении разнообразия строматолитов в середине раннего протерозоя (2.3 - 2.0 млрд. лет), в раннем бурзянии и при переходе от юрматиния к каратавию, а также в сокращении разнообразия в венде. Вместе с тем, в среднерифейской своей части индийская гистограмма заметно отличается от китайской и северо-евразиатской и отражает обеднение состава строматолитов, хотя карбонатные породы данного возраста в Индии распространены относительно широко. Эту особенность можно было бы связать с состоянием изученности индийского материала, если бы та же черта не повторялась в гистограммах других суперрегионов, принадлежащих гондванской их группе.

5. Анализ геологических данных по Северной Евразии, Китаю и Индии выявляет связь изменений разнообразия довендских строматолитов с крупными трансгрессиями (максимумы разнообразия), эпохами складчатостей и регрессиями (минимумы разнообразия) и специфику вендского упадка строматолитов, который в Северной Евразии и Южном Китае протекал в условиях широкой постгляциальной трансгрессии.

6. Наличие общих черт в динамике разнообразия протерозойских строматолитов рассмотренных суперрегионов позволяет думать, что этой динамикой управляли события и процессы, общие по крайней мере для большей части Евразии.

Авторы искренне признательны С. Аврамику, М.Б. Бурзину, Зу Шиксиню, А. Ноллу, Лиань Юзоу

и М.А. Федонкину за плодотворное обсуждение вопросов, рассматриваемых в данной статье, и за их критические замечания. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 93–05–09403.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахмедов А.М. Эпохи эвапоритизации в раннем протерозое Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 3. С. 698 - 702.

Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Семихатов М.А. и др. Геохронологическая шкала докембрия Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 8 - 22.

Божко Н.А. Поздний докембрий Гондваны. М.: Недра, 1984. 230 с.

Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Недра, 1985. 190 с.

Брежнев В.Д., Раабен М.Е. Протерозой северо-западного и северного Китая: корреляция и геодинамические реконструкции // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 10. С. 97 - 110.

Власов Ф.Я. Докембрийские строматолиты из саткинской свиты Южного Урала // Мат-лы по палеонтол. среднего палеозоя Урала и Сибири. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1977. С. 101 - 124.

Голованов Н.П. Строматолиты рифея района Мерчисон-фьорда (Северо-Восточная Земля) // Мат-лы по стратиграфии Шпицбергена. Л.: НИИГА, 1967. С. 6 - 20.

Голованов Н.П. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 60 - 89.

Голованов Н.П. Позднедокембрийские строматолиты Приколымского поднятия // Рифей центрального сектора Арктики. Л.: НИИГА, 1972. С. 20 - 32.

Дольник Т.А. Новые формы строматолитов в отложениях верхнего докембрия южного обрамления Сибирской платформы // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978а. С. 105 - 128.

Дольник Т.А. Строматолиты акитканской серии северо-западного Прибайкалья // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978б. С. 106 - 110.

Дольник Т.А. Строматолиты опорных разрезов докембрия окраины Саяно-Байкальской горной области (справочное руководство). Иркутск: Вост. Сиб. кн. изд-во, 1982. 183 с.

Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск: Вост. Сиб. кн. изд-во, 1974. 95 с.

Дольник Т.А., Никольский Ф.В. Органические остатки акитканской серии (Северо-Байкальское нагорье) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 4. С. 871 - 874.

Дольник Т.А., Воронцова Г.А. Органические остатки в отложениях верхнего докембрия и нижнего кембрия Колбинско-Удинской зоны Восточного Саяна // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Пробл. расчленения и корреляции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 42 - 66.

Дольник Т.А., Файзулина Э.К., Станевич А.М. и др. Каталог органических остатков позднего докембрия юга Восточной Сибири. Иркутская область, Бурятская АССР, Якутская АССР, север Читинской области. Иркутск: Вост. Сиб. НИИГГИМС, 1990. 135 с.

Келлер Б.М., Королев В.Г., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Поздний протерозой (рифей и венд) // Палеогеография СССР. М.: Недра, 1974. Т. 1. С. 80 - 113.

Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // 27 МГК. Геология докембрия. Секция С. 05. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 56 - 76.

Киселев В.В. Докембрий палеозоид Тянь-Шаня. Дис. д-ра геол.-мин. наук. Бишкек: АН Респ. Кыргызстан, 1991. 65 с.

Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.

Комар В.А. Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 3 - 15.

Комар В.А., Раабен М.Е., Семихатов М.А. Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1965. 72 с.

Королюк И.К. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра // Тр. ИГиРГИ АН СССР. Вып. 1. 1960. С. 112 - 161.

Королюк И.К., Сидоров А.Д. Строматолиты южного Прибайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 11. С. 112 - 123.

Крылов И.Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 150 с.

Крылов И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 1967. 102 с.

Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.

Крылов И.Н., Перттунен В. Строматолиты афебия района Тервола, Северо-Западная Финляндия // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. С. 87 - 105.

Кырвел Н.С. Желваковые строматолиты нижнего рифея Уджинского поднятия // Палеонтол. и биостратигр. исслед. на территории Украины. Киев: Наук. думка, 1991. С. 31 - 37.

Любцов В.В. О строматолитах печенгского комплекса нижнего протерозоя (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 419 - 421.

Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.

Мальцев Ю.М., Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю. Стратиграфия и палеонтология верхнедокембрийских отложений Таймыра // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 79 - 105.

Маслов В.П. Строматолиты и фации // Докл. АН СССР. 1959. Т. 125. № 5. С. 1085 - 1088.

Медведев П.В. Палеонтологические объекты людиковия, калевия, вепсия и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Ленинград: Горный ин-т, 1991. 22 с.

Мележик В.А. Состав вод докембрийских бассейнов по геохимическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 9. С. 100 - 111.

Мележик В.А., Предовский А.Л. Карельская инверсия карбонатонакопления на Балтийском щите – отражение глобальных изменений условий докембрийского экзогенеза? // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 6. С. 1441 - 1445.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджура // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 3. С. 514 - 518.

Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 130 с.

Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А., Левченко О.А. и др. Возможности использования апатитов в U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 9 - 19.

Пятилетов В.Г. Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1988. С. 47 - 105.

Раабен М.Е. Строматолиты верхнего рифея Полюдова кряжа и их вертикальное распространение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 69. Вып. 39. С. 86 - 101.

Раабен М.Е. Строматолиты верхнего рифея (гимносолениды). М.: Наука, 1969. 100 с.

Раабен М.Е. Микростроматиты – характерный элемент нижнепротерозойского строматолитового комплекса // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 734 - 737.

Раабен М.Е. "Рифейские" строматолиты в нижнем протерозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 6. С. 51 - 64.

Раабен М.Е. Нижнерифейский строматолитовый комплекс Индии и вопросы расчленения бурзянской фитемы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 35 - 43.

Раабен М.Е. Актуальные вопросы систематики строматолитов // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев: Наук. думка, 1986. С. 137 - 143.

Раабен М.Е. Колонковые микростроматиты в раннем рифее // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 87 - 95.

Раабен М.Е., Забродин В.Е. Водорослевая проблематика верхнего рифея. М.: Наука, 1972. 130 с.

Раабен М.Е., Тевари В. Рифейские строматолиты Индии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 7. С. 17 - 25.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. 376 с.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 244 с.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.

Семихатов М.А., Комар В.А. Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация и стратиграфическое значение // Пробл. стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 13 - 31.

Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика систематического разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 3 - 12.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 218 с.

Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности // М.: Наука, 1970. 207 с.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 4. 1991. С. 3 - 16.

Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 176 с.

Сидоров А.Д. Новый нижнекембрийский строматолит Восточной Сибири // Палеонтол. журн. 1960. № 4. С. 104 - 107.

Соколов В.А. (ред.) Геология Карелии // Л.: Наука, 1987. 231 с.

Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 175 с.

Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: Карел. НЦ АН СССР, 1990. 124 с.

Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 270 с.

Хоментовский В.В. Байкалий – принципиальный этап истории геологического развития Сибири // Геология и геохрон. докембрия Сибирск. платф. и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 222 - 237.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1972. 352 с.

Шаповалова И.Г. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974. 139 с.

Шенфиль В.Ю. Новая группа строматолитов из пограничных отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. С. 141 - 143.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А., Шаповалова И.Г. и др. Докембрий Анадырско-Оленекского междуречья. Новосибирск: Наука, 1976. 139 с.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.

Akhmedov A.M., Bogdanov Yu.B. Principles of correltion of the Early Precambrian complexes of the Baltic Shield // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Geol. Inst. Kola Sci. Centre: Apatity, 1992. P. 4 - 13.

Awramik S.M. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of Metazoan appearance // Science. 1971. V. 174. P. 825 - 827.

Awramik S.M. Archean and Proterozoic stromatolites // Calcareous algae and stromatolites. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1991. P. 289 - 304.

Awramik S.M. The history and significance of stromatolites // M. Schidlowski (ed). Early organic evolution: implications for mineral and energy resources. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1992. P. 435 - 449.

Banerjee D.M. Aravallian stromatolites from Udaipur, Rajasthan // J. Geol. Soc. India. 1971. V. 4. № 12. P. 348 - 355.

Barman G. Paleoecology of the algal stromatolites in the Aravalli Supergroup of Rajasthan, India // Abstr. Indo-Soviet

sympos. on stromatolites and stromatolitic deposits. Wadia Inst. Himal. Geol. Dehra Dun, 1988. P. 35 - 36.

Barman G., Verma K.K. Biostratigraphic zonation of the stromatolite bearing Lower Vindhian rocks of Chittoragarh District, Rajasthan // Stromatolites. Characteristics and utility. Geol. Surv. India, Jaipur, 1980. P. 207 - 214.

Bertrand-Sarfati J. Stromatolites columnaires du Precambrien superieur du Sahara Nord-Oceidental. CRNS. Ser. Geol. Paris, 1972. 244 p.

Bertrand-Sarfati J., Siedlecka A. Columnar stromatolites of the terminal Precambrian Porsanger Dolomite and Grasdal Formation of Finnmark, North Norway // Norsk. Geol. Tidsskitt, 1980. № 1. P. 1 - 27.

Bhattacharya A. Proterozoic stromatolites from Raipur Limestone – Chatisgarh Basin // Stromatolite Newsletters, 1975. № 3. P. 5 - 6.

Cao R. Supplementary study on stromatolites from Kunyang Group of Yunnan and their stratigraphic importance // Prof. papers of Stratigr. and Palaeontol., 1980. № 8. P. 77 - 89.

Cao R. Late Precambrian stromatolites of S.W. Sichuan and their stratigraphic significance // Kaxue Tongbao. 1983. V. 28. № 9. P. 1220 - 1225.

Cao R. Study on stromatolitic decline event in Terminal Precambrian // Acta palaeontol. Sinica. 1988. V. 27. № 6. P. 837 - 852.

Cao R. Sinian stromatolites and phosphorites // Late Precambrian stromatolites and its relative ore deposits. Beijing: Geol. Publ. House, 1992. P. 105 - 107.

Cao R., Liang Yu. On the classification and correlation of the Sinian System, based on a study of algae and stromatolites // Mem. Nanking Inst. Geol. Acad. Sin., 1974. № 5. P. 1 - 16.

Cao R., Zhao W. Stromatolite assemblages from the Sinian Suberathem in Eastern Liaoning and their stratigraphic significance // Selected works. Symp. Iron. Geol. of China. Beijing: Acad. Sinica, 1977. P. 66 - 86.

Cao R., Zhao W. Sequence of Precambrian stromatolites assemblages in North China // Acta palaeontol. Sinica. 1981. V. 20. № 6. P. 309 - 319.

Cao R., Zhao W., Xia G. Late Precambrian stromatolites from North Anhui Province // Mem. Nanjiang Inst. Geol., Palaeontol. 1985. V. 6. № 21. P. 1 - 60.

Chaudary A.K., Gopalan K., Sastry C.A. Present status of the geochronology of the Precambrian rocks of Rajasthan // Tectonophysics. 1984. V. 105. № 1. P. 131 - 140.

Chauhan D.S. Phosphate-bearing stromatolites of the Precambrian Aravalli phosphorite deposits of Udaipur region, their environmental significance and genesis of phosphorites // Precambr. Res. 1979. V. 1 - 2. № 9. P. 95 - 126.

Chauhan D.S., Sisodia M.S. Unusual stromatolites from the Precambrian Aravalli stromatolitic phosphorite deposits of Udaipur region: their environmental and genetic significance // Abstr. Indo-Soviet Symp. on stromatolites and stromatolitic deposits. Wadia Inst. Himalayan Geol., Dehra Dun, 1988. P. 55 - 56.

Chen J., Zhang H., Xing Yu., Ma G. On the Upper Precambrian (Sinian Suberathem) in China // Precambr. Res., 1981. V. 15. № 1. P. 208 - 228.

Crowford A.R., Compston W. The age of the Vindhyan System of Peninsular India // Quart. J. Geol. Soc. London, 1970. Pt. 3. V. 125. № 499. P. 351 - 371.

Dai H., Peng Yu. Stratigraphic classification and biota characters of Late Pre-Sinian in Yunnan and discussion on its age // Precambr. Geol. № 3. Intern. symp. on Late Precambr. Geol. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. P. 115 - 128.

Deb M., Thorpe R.J., Cumming G.L., Wagner P.A. Age, source and stratigraphic implications of Pb isotope data for conformable, sediment-hosted base metal deposits in the Proterozoic Aravalli–Delhi orogenic belt, Northwestern India // Precambr. Res. 1989. V. 43. № 1 - 2. P. 1 - 23.

Gaal G., Gorbatchev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambr. Res. 1987. V. 35. № 1. P. 15 - 32.

Gebelein C.D. Biological control of stromatolite microstructure: Implication for Late Precambrian time stratigraphy // Amer. J. Sci. 1974. № 274. P. 575 - 598.

Gebelein C.D. The effect of the physical, chemical and biological evolution of the Earth // Stromatolites. Amsterdam, Elsevier, 1976. P. 499 - 515.

Geological Guide Book. Tientsin Inst. geol. and mineral. resources. China, 1977. 30 p.

Gong B. Proterozoic in Gansu Province // Precambr. Geology. № 3. Inter. symp. on Late Precambr. Geol. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. P. 201 - 216.

Goodwin A.M. Precambrian geology: the dinamic evolution of the continental crust. London etc: Acad. Press, 1991. 666 p.

Grey K. Biostratigraphic studies of stromatolites from the Proterozoic Earaheedy Group, Nabberu basin, Western Australia. Bull. Geol. Surv. W. Austral. 1984. V. 130. 123 p.

Hua H., Qin Sh. Study on the stromatolites of the early Jixian System in Southern Luonan, Shanxi Province // Late Precambrian stromatolites and its relative ore deposits. Beijing: Geol. Publ. House, 1992. P. 82 - 97.

Huang Zh., Shen Yu., Lu Sh. On the Precambrian crust evolution and stratigraphic classification of the Kangdian area // Precambrian Geol. № 3. Intern. symp. on Late Precambr. Geol. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. P. 87 - 99.

Jairaman R., Banerjee D.M. Preliminary studies of the stromatolites from the Raipur area, Chattisgarh basin // Stromatolites. Characteristics and utility. Jaipur: Geol. Surv. India, 1980. P. 57 - 67.

Karhu J.A., Melezhik V.A. Carbon isotope systematics of Early Proterozoic sedimentary carbonates in the Kola Peninsula, Russia: correlation with Jatulian formations in Karelia // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Geol. Inst. Kola Sci. Centre: Apatity, 1992. P. 48 - 53.

Kontinen A., Paavola J., Lukkarinen H. K-Ar ages of horblende and biotite from Late Archean rocks of Eastern Finland – interpretation and discussion on tectonic implications // Bull. Geol. Surv. Finland. 1991. V. 365. 31 p.

Kumar S. Stromatolites from the Vindhyan rocks of Son Valley-Maihar, area, District Mirzapur (U.P.) and Satna (M.P.) // J. Paleontol. Soc. India. 1976. V. 18. P. 13 - 21.

Kumar S. Stromatolites and environment of deposition of the Vindhyan Supergroup of Central India // J. Palaeontol. Soc. India. 1978. V. 21 - 22. P. 33 - 43.

Kumar S., Tewari V.C. Conophyton misrai, a new stromatolite from Gangoliath Dolomite of Guria-Chainna area, Almora District // Curr. Sci. 1977. V. 46. P. 541 - 542.

Kumar S., Tewari V.C. Occurences of Conophyton garganicus from the Gangoliath Dolomites, Kathpuria China area, Almora District, U.P. // J. Geol. Soc. India. 1978. V. 49. P. 174 - 178.

Li Q., Leng J. The Middle-Upper Proterozoic strata in Shennongjia Region and their correlation with those of the type sections in Yangtze Gorges and Jixian County // Precambr. geology, № 3. Intern. symp. on Late Precambr. Geol. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. P. 57 - 72.

Liang Yu. Sinian stromatolites and oncolites of the Yan-Liao Region, North China and their stratigraphic significance // Prof. papers of Stratigr. and Palaeontol. 1980. № 8. P. 7 - 24.

Liang Yu. On the biostratigraphic significance of Precambrian stromatolities // Late Precambrian stromatolites and its relative ore deposits. Beijing: Geol. Publ. House, 1992. P. 19 - 60.

Liang Yu., Tsao R. Biostratigraphic significance of stromatolites and red algae from the Sinian Subera of China. Peking: Acad. Sinica, 1976. 22 p.

Liang Yu., Cao R., Zhang L. et al. Pseudogymnosolenacea of Late Precambrian in China. Beijing: Geol. Publ. House, 1984. 200 p.

Liang Yu., Zhu S., Zhang J. et al. Stromatolite assemblages of Late Precambrian in China // Precambr. Res. 1985. V. 29. № 1 - 3. P. 15 - 32.

Liang Yu., Zhen Sh., Zhang L. et al. Stromatolite assemblages of Late Precambrian in China // Precambr. Geol., № 3. Intern. symp. on Late Precambr. Geol. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. P. 89 - 114.

Lin W., Pu D., Yang Sh., Gao R. et al. On the Upper Precambrian in Southern Liaodong Peninsula // Bull. Shenyang Inst. Min. Res. 1984. № 10. P. 210 - 221.

Lin W., Bu D., Yang Sh. et al. Study on the Upper Proterozoic in Southern Liaodong Peninsula // Precambr. Geol. № 3. Intern. symp. on Late Precambr. Geol. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. P. 129 - 139.

Lu S., Li H. A precise U-Pb single zircon age determination for the volcanics of the Dahongyu Formation, Changcheng System in Jixian // Bull. China Acad. Geol. Sci. 1991. V. 22. P. 137 - 145.

Miao Ch., Gao Zh., Zhu Ch. Late Precambrian stratigraphy and stromatolites from Beishan Region // Precambr. Geol. in Xinjiang, China. Urumuqi, Xinjiang, China. 1984. P. 107 - 142.

Nautiyal S.P., Jai R.S. On the prospect of locating new diamondiferous area in India // Rec. Geol. Surv. India. 1975. V. 108. Pt. 2. P. 157 - 166.

Ojakangas R.W. Glaciation: an uncommon "mega-event" as a key to intracontinental and intercontinental correlation of Early Proterozoic basin fill, North America and Baltic Shield // New Perspective in basinal analysis. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1988. P. 431 - 444.

Plumb K.A. New Precambrian time scale // Episodes. 1991. V. 14. № 2. P. 139 - 140.

Prasad B. Vindhyan stromatolites in southeastern Rajasthan // Stromatolites. Characteristics and utility. Jaipur. Geol. Sur. India, 1980. P. 201 - 206.

Preiss W.V. The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Part I // Trans. Roy. Soc. S. Austral. 1972. V. 96. № 2. P. 67 - 100.

Preiss W.V. The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Part II // Trans. Roy. Soc. S. Austral. 1973. V. 97. № 2. P. 91 - 125.

Qin Z., Yang X., Jiang M. Chemostratigraphic correlation of the Middle and Upper Proterozoic between Yanshan and Shennonjia basins // Precambr. Res. 1985. V. 29. № 1 - 3. P. 77 - 91.

Qiu Sh. Introduction to the collection of theses // Late Precambrian stromatolites and its relative ore deposits. Beijing: Geol. Publ. House, 1992. P. 166 - 168.

Qiu Sh., Hua H. Discussion on palaeoecology and sedimentary environment of Pseudogymnosolenacea // Late Precambrian stromatolites and its relative ore deposits. Beijing: Geol. Publ. House, 1992a. P. 8 - 18.

Qiu Sh., Hua H. New materials on Late Precambrian stromatolites and its significance in southern segment of the West Margin of Ordos // Late Precambrian stromatolites and its relative ore deposits. Beijing: Geol. Publ. House, 1992b. P. 61 - 81.

Raha P.K. Stromatolite zonation in Jammu Limestone, Udhampur District, Jammu // Stromatolites. Characteristics and utility. Jaipur: Geol. Surv. India, 1980. P. 134 - 171.

Raha P.K., Chandy K.S., Balasubramanyam M.N. Geochronology of the Jammu Limestone, Udhampur District, Jammu and Kashmir State, India // J. Geol. Soc. India. 1978. V. 5. № 19. P. 221 - 223.

Raha P.K., Sastry M.V.A. Stromatolites and Precambrian stratigraphy in India // Precambr. Res. 1982. V. 18. № 2. P. 293 - 318.

Raha P.K., Das D.P. Correlation of Upper Proterozoic basins of India and its palaeographic significance // Indo-Soviet Symp. on stromatolites and stromatolitic deposits. Abstr. Dehra Dun: Wadia Inst. Himalyan Geol., 1988. P. 41 - 43.

Sarkar S.N. Present status of Precambrian geochronology of Peninsular India // 24 Intern. Geol. Cong. Sec. 1. 1972. P. 260 - 272.

Sarkar S.N. Precambrian stratigraphy and geochronology of Peninsular India. A review // Indian J. Earth Sci. 1980. V. 2. № 1. P. 12 - 28.

Schnitzer W.A. Distribution of stromatolite and stromatolitic reefs in the Precambrian of India // Fossil algae: Recent Results and Developments. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1977. P. 101 - 106.

Semikhatov M.A., Gebelein C.D., Cloud P.E. et al. Stromatolite morphogenesis: progress and problems // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16. № 5. P. 992 - 1015.

Sinha A.K. Riphean stromatolites from western Lower Himalaya, Himachal Pradesh. India // Fossil Algae-Recent results and developments. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1977. P. 88 - 100.

Sinha A.K., Raaben M.E. Ilicta Sidorov – a Lower Cambrian stromatolite from the Deoban Limestone of Lesser Himalaya // Himalayan Geol. 1979. V. 9. № 1. P. 312 - 323.

Song T., Gao J. Tidal sedimentary structures from Upper Precambrian rocks of the Ming Tombs District, Beijing (Peking), China // Precambr. Res. 1985. V. 29. № 1 - 3. P. 93 - 107.

Stromatolites. Characteristics and utility. Jaipur: Geol. Surv. India, 1980. 382 p.

Sun W., Wang G., Zhou B. Macroscopic worm-like body fossils from the Upper Precambrian (900 - 700 Ma), Huainan District, Anhui, China, and their stratigraphic and evolutionary significance // Precambr. Res. 1986. V. 31. № 2. P. 377 - 403.

Tevari V.C. On the occurence of Plicatina antiqua Raaben, 1980 from Kumaun Himalaya, U.P. // Geoscience J., 1983a. V. 4. № 1. P. 87 - 88.

Tevari V.C. Stromatolites and Precambrian-Lower Cambrian biostratigraphy of the Lesser Himalaya, India // Proc. 5th Indian Geophyt Conf. Palaeobotanic. Soc. Ind., Lucknow, 1983b. P. 71 - 97.

Tevari V.C. Bibliography on the stromatolite and microbiota research in India (1938 - 1988). Dehra Dun: Wadia Inst. Himalayan Geol., 1988. 50 p.

Tevari V.C. Archean, Proterozoic and Lower Cambrian stromatolites from India // Intern. symp. on stromatolites and plenary meeting of IGCP 261 Project. Abstr. Tianjin, China, 1992. P. 24.

Tsao R. (Cao R.). Study on stromatolites from the Sinian Suberathem in the Jixian area. Nanking: Nanking Inst. of Geol and Paleontol., 1979. 94 p.

Valdiya K.S. Lesser Himalayan stromatolites – their biostratigraphic implications // Stromatolites. Characteristics and utility. Jaipur: Geol. Surv. India, 1980. P. 117 - 127.

Ventkatachala B.S., Nagvi S.M., Chadha M.S., Shukla M. et al. Geology, geochemistry and palaeobiology of Precambrian stromatolites and associated sedimentary rocks from the Dharwar Craton: constraints on Archaean biogenic processes // Indo-Soviet symp. on stromatolites and stromatolitic deposits. Abstr. Dehra Dun: Wadia Inst. Himalayan Geol., 1988. P. 51 - 53.

Ventkatachalapathy V., Basavaraju M., Sathyanarayan S. Stromatolitic carbonate rocks from Chitragurda Group, Dodguni, Kainataka // Indo-Soviet symp. on stromatolites and stromatolitic deposits. Abstr. Dehra Dun: Wadia Inst. Himalayan Geol., 1988. P. 54 - 55.

Verma K.K., Barman G. On the discovery of algal stromatolites from the Delhi Supergroup, Rajasthan, India // Stromatolites. Caracteristics and utility. Geol. Surv. India, Jaipur. 1980. P. 86 - 89.

Vidal G., Moczydlowska M. Further reflection on metazoan evolution // Precambr. Res. 1987. V. 36. № 3. P. 347 - 350.

Vidal G., Moczydlowska M., Rudavskaya V.A. Biostratigraphic implications of a Chuaria–Tawuia assemblage and associated acritarchs from the Neoproterozoic of Yakutia // Paleontology. 1993. V. 36. Pt. 2. P. 387 - 402.

Walter M.R. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. Paleontol. Assoc., Spec. Pap., 1972. № 11. 190 p.

Walter M.R. Archean stromatolites: evidence of the Earth's earliest bentos // Earth's earliest biosphere: its origin and evolution. Princeton Univ. Press., 1983. P. 187 - 213.

Walter M.R., Heys G.R. Links between the rise of the Metazoa and the decline of stromatolites // Precambr. Res. 1985. V. 29. № 1 - 3. P. 149 - 174.

Wang W., Gao Zh. Sinian System of North-West margin of Tarim Basin // Precambr. geol. № 3. Intern. symp. on Late Precambr. Geol. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. P. 201 - 216.

Wang H., Qiao X. Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // Geol. Mag. 1984. V. 21. № 6. P. 599 - 614.

Xiao Z. Stratigraphic significance of Pseudogymnosolenacea – with an example from Beijing Area // Late Precambrian stromatolites and its relative ore deposits. Beijing: Geol. Publ. House, 1992. P. 28 - 106.

Xing Yu., Duan Ch., Liang Yu., Cao R. et al. Late Precambrian palaeontology of China. Beijing: Geol. Publ. House, 1985. 288 p.

Xu X. Stratigraphic correlation of Upper Precambrian in Xuzhou–Huainan area and Southern Liaoling area // Upper Precambr. System and Cambrian System in Xuzhou–Huainan area. Naujing, 1987. P. 47 - 60.

Xu X., Cheng Yu., Li Z. et al. Upper Precambrian in Xuzhou–Huainan area // Upper Precambrian System and Cambrian System in Xuzhou–Huainan area. Nanjing, 1987. P. 1 - 39.

Zang W.L., Walter M.R. Late Proterozoic and Early Cambrian microfossils and biostratigraphy, northern Anhui and Jiangsu, central-eastern China // Precambr. Res. 1992. V. 7. № 3/4. P. 243 - 323.

Zhang H., Zhang W. Paleomagnetic data, Late Precambrian magnetostratigraphy and tectonic evolution of Eastern China // Precambr. Res. 1985. V. 29. № 1 - 3. P. 65 - 75.

Zhang L., Wang Ch. The relationship between stromatolites and the iron ore deposits of Xuanlong-type, Hebei Province // Late Precambrian stromatolites and its relative ore deposits. Beijing: Geol. Publ. House, 1992. P. 118 - 128.

Zhang L., Wang Sh., Zhang Zh. Sinian Suberathem and stromatolites from Bayanxibie, left Aixa // Banner of Ningxia. 1980. № 1. P. 39 - 55.

Zhang L., Liang Yu., Lin Yu. Relationship between stromatolites and the lead-zinc-surphur deposits in Jiashenpan, Inner Mongolia // Late Precambr. stromatolites and its relative ore deposits. Beijing: Geol. Publ. House, 1992. P. 150 - 165.

Zhang X. The relationship between K-Ar ages and grain size in Middle and Upper Proterozoic shales from the Yanshan area, North China // Precambr. Res. 1985. V. 29. № 1 - 3. P. 175 - 181.

Zhang X., Li Sh. The geochronological problems of the phosphoric strata of Dongjiao type in the middle Taihangshan Mountains // Bull. Tianjin Inst. Geol. Mineral. resources. 1982. V. 5. № 5. P. 69 - 74.

Zhao W. On the division of Proterozoic Eonothem in China on the basis of biostratigraphy // Precambr. Geol. № 3. Intern. symp. on Late Precambrian Geology. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. P. 329 - 339.

Zhao W., Li Ch., Gao Z., Miao Ch. Stromatolites from the Paergangtag Group of the southern slope of Mt Kuluketag // Acta Palaeontol. Sinica. 1985. № 1. P. 71- 82.

Zhao X., Zou X., Zhong R. et al. The Upper Precambrian in Beishan Mountains // Bull. Xi'an Inst. Geol. Mineral Res. 1984. № 8. P. 1 - 116.

Zhao X., Zhang L., Zou X. et al. The Upper Precambrian in Mt Beishan, Gansu Province // Precambr. Geol. № 3. Intern. symp. on Late Precambr. Geology. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. P. 219 - 228.

Zhong F., Chen Yu., Lin Yu. et al. Pb isotope dating of some Precambrian rocks from North China. An ensuing discussion on Precambrian geochronological scale of China // Geochemistry. 1984. V. 5. № 1. P. 24 - 36.

Zhu Sh. Iron stromatolites in Xuanxua Longguan area of Hebei Province and its significance // Bull. Chin. Acad. Geol. Sci. Ser. VI. 1980. № 1. P. 70 - 80.

Zhu Sh. An outline of studies on the Precambrian stromatolites in China // Precambr. Res. 1982. V. 18. № 2. P. 367 - 396.

Zhu Sh., Chen H. Characteristics of Palaeoproterozoic stromatolites in China // Precambr. Res. 1992. V. 57. № 1. P. 135 - 163.

Zhu Sh., Wu S. An outline of studies on the Late Precambrian stromatolites from the Shennongjia District, Hubei Province // Precambr. Geol. № 3. Intern. symp. on Late Precambr. Geol. Beijing, Geol. Publ. House, 1987. P. 415 - 432.

Zhu Sh., Xu Ch., Gao F. Early Proterozoic stromatolites from Wutai Mt. and its adjacent regions // Bull. Tianjin Inst. Geol. Mineral. resources. 1987. № 7. 180 p.

Zhu Sh., Chen H., Luo Q., Gao F. On the phosphatic stromatolites from the Upper Sinian and their relation to the concentration of phosphate // Intern. symp. on stromatolites and plenary meeting of IGCP 261 Project. Abstr., Tianjin. 1992. P. 29 - 30.

Рецензенты Б.С. Соколов, М.А. Федонкин

УДК 56.012:551.72

"ГИГАНТИЗМ" В РАЗВИТИИ МИКРОФОССИЛИЙ ДОКЕМБРИЯ И ЕГО БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

© 1994 г. В. К. Головенок, М. Ю. Белова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, 199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия

Поступила в редакцию 31.05.93 г., доработана 17.07.93 г.

Анализ статистических данных по возрастному распределению некоторых родов докембрийских микрофоссилий приводит к выводу, что в их развитии на определенных этапах имела место стадия "гигантизма". У разных родов эта стадия приурочена к разным возрастным интервалам, значительно более коротким, чем время развития того или иного рода в целом. Для докембрия это явление имеет не только научное, но и важное биостратиграфическое значение, т.к. позволяет по "гигантским" формам более точно определять возраст вмещающих отложений и производить их корреляцию.

Само понятие "гигантизм у микрофоссилий" звучит, на первый взгляд, парадоксально. Тем не менее постановка такой проблемы вполне правомерна. Гигантизм определяется не абсолютными размерами, а относительными величинами одних особей или предметов по сравнению с другими особями или предметами данной категории или класса. Очень образно это выразил в свое время Джонатан Свифт. Гулливер в стране лилипутов казался гигантом, но в стране великанов он сам выглядел как лилипут. Примеры проявления гигантизма на определенных стадиях развития у различных групп животных и растений хорошо известны из палеонтологии.

Общую тенденцию к увеличению размеров в ходе филогенеза в различных таксономических группах отметил еще в конце XIX в. знаменитый в то время палеонтолог Э. Коп (Рауп, Стенли, 1974). Это явление получило название "правило Копа", или "закон Копа". Позже Ш. Депере (1921) назвал его "законом увеличения роста в филогенетических ветвях". Этот закон, как он считал, "по своей общности является одним из самых любопытных и самых важных законов, установленных работами современных палеонтологов" (там же, с. 152). Ш. Депере приводит ряд примеров гигантизма у отдельных родов животных, в том числе и одноклеточных (фораминифер рода Orbitolina). Многочисленные примеры гигантизма у растений можно найти в "Палеоботанике" А.Н. Криштофовича (1957). Увеличение размеров у растений и животных объяснялось исследователями разными причинами – изменением климатических и других условий существования, выработкой организмами защитных функций, более узкой их специализацией и другими. Наиболее обстоятельно эти вопросы изложены в работах И.И. Шмальгаузена (1968), А.Н. Криштофовича (1957), Д. Раупа и С. Стенли (1974) и других.

К сожалению, в последние десятилетия проблема гигантизма в развитии растительного и животного мира, похоже, перестала привлекать к себе внимание отечественных палеонтологов. В современных справочниках и руководствах по палеонтологии термин "гигантизм" вообще отсутствует, а правила (или законы) Э. Копа и Ш. Депере, если и упоминаются, то трактуются как эмпирические обобщения, не отражающие общих закономерностей в развитии растительных и животных организмов. В этой связи хотелось бы привести слова В.И. Вернадского: "... я думаю, что эмпирические обобщения имеют в геологии гораздо большую прочность, чем научные гипотезы, даже если они пока не поняты, но отвечают реальности и должны быть принимаемы как научный факт" (Вернадский, 1965, с. 225). Нам представляется, что проблему гигантизма ни в коем случае нельзя сбрасывать со счетов при палеонтологических исследованиях, даже если обобщения носят эмпирический характер.

Очень важное не только биологическое, но и биостратиграфическое значение имело бы установление стадий гигантизма в развитии докембрийских микроорганизмов. Время развития гигантских форм охватывает значительно более короткие интервалы, чем время существования той или иной группы в целом. Учитывая общераспространенное мнение о крайне замедленной морфологической эволюции докембрийских микроорганизмов, выявление соответствующих форм среди отдельных групп докембрийских микрофоссилий позволило бы точнее и увереннее определять возраст вмещающих отложений и проводить их корреляцию в удаленных разрезах. В особенности большое значение имело бы установление стадий гигантизма в развитии отдельных родов. К сожалению, эта проблема наталкивается на ряд трудностей.

В литературе по микропалеонтологии докембрия выражение "гигантские микрофоссилии" встречается, но используется оно только для обозначения очень крупных по размеру акритарх, которые рассматриваются уже как более высокоорганизованные, эукариотические организмы. По поводу микроорганизмов прокариотической принадлежности среди зарубежных исследователей широко распространено представление (которое разделяют и некоторые отечественные микропалеонтологи) о том, что эти микроорганизмы являются наиболее консервативными в эволюционном отношении и представлены более мелкими формами, чем эукариоты.

Проведенный нами анализ имеющихся к настоящему времени данных показывает, тем не менее, что и среди докембрийских прокариот были "гигантские" формы и что эти формы появлялись на определенных стадиях развития отдельных родов и приурочены к разным стратиграфическим интервалам. Однако выявление стадий гигантизма у них осложняется тем обстоятельством, что размер микрофоссилий без достаточных к тому оснований возводится в ранг родовых таксономических признаков и крупные формы описываются под другими родовыми названиями, чем мелкие, хотя по строению они совершенно идентичны. Примеры выделения таких родов будут приведены ниже.

Значительную, если не подавляющую часть докембрийских микрофоссилий в темных тонкозернистых кремнях, развитых среди карбонатных толщ, сравнивают с современными цианобактериями, или синезелеными водорослями. Примечательно, что у отдельных родов этих микроорганизмов как коккоидных, так и нитевидных, наряду с очень мелкими формами отмечаются и свои "гиганты". Так, по данным М.М. Голлербаха и др. (1953), у разных видов рода Synechococcus Näg., представленных одиночными эллипсоидальными клетками, ширина последних изменяется от 1.4 - 2.0 до 39 - 52 мкм. У колониальных коккоидных рода Gloeocapsa (Kütz) Hollerb. диаметр клеток у разных видов варьирует от 2 - 3 до 54 - 58 мкм, а со слизистыми оболочками – до 60 - 70 мкм. Среди нитчатых синезеленых водорослей ширина трихомов (равная ширине клеток) у разных видов рода Oscillatoria Vauch. колеблется от 1.0 - 1.2 до 25 - 50 и даже 70 мкм, а у рода Lyngbya Ag. – от 1.0 - 1.5 до 20 - 40, иногда до 60 - 80 мкм. Во всех приведенных примерах размеры крупных форм более чем на порядок, а у нитчатых – почти на два, превышают размеры мелких, т.е. внутри рассмотренных родов наблюдаются отчетливые проявления гигантизма. К сожалению, литература о причинах и времени появления видов, представленных мелкими и гигантскими формами, нам не известна.

Среди докембрийских микрофоссилий проявления гигантизма наиболее ярко выражены у родов Obruchevella Reitlinger и Eosynechococcus Hofmann, особенно у первого из них. Обручевеллы характеризуются очень своеобразным строением и представляют собой одиночные трубчатые нити различного диаметра, закрученные в правильную цилиндрическую спираль. Это резко отличает их от других нитевидных микрофоссилий и позволяет легко диагностировать как в шлифах кремней, так и в препаратах из терригенных пород. Сейчас всеми исследователями единодушно признается большое сходство обручевелл с современными синезелеными водорослями рода Spirulina Turp.

К настоящему времени установлено очень широкое географическое распространение обручевелл (рис. 1). Они известны во многих районах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (Патомское нагорье, Иркутский амфитеатр, юго-восточная часть Восточного Саяна, Енисейский кряж и др.), а также в Кузнецком Алатау, Туве, Южном Казахстане, на Урале. Вне территории Северной Евразии они установлены в Монголии, на севере Саудовской Аравии, в ряде провинций Китая, в восточной Аляске, на о. Шпицберген и в Гренландии. Обручевеллы характеризуются большим видовым разнообразием. Среди них выделено и описано более 15 видов. Подробные перечни местонахождений отдельных видов обручевелл и близких к ним спиралевидных форм и их стратиграфической приуроченности приведены в недавно опубликованных статьях В.К. Головенка (1989) и К. Манкиевича (Mankiewicz, 1992).

Широкое географическое распространение и большое видовое разнообразие делают обручевеллы благоприятным объектом для рассмотрения проблемы гигантизма у отдельных родов докембрийских микрофоссилий и для оценки биостратиграфического значения этого явления. Однако прежде чем перейти к рассмотрению указанных вопросов, следует хотя бы вкратце остановиться на спиралевидных микрофоссилиях, которые выделяются разными исследователями под другими родовыми названиями. К их числу относятся микрофоссилии, описываемые в составе родов Heliconema Schopf, Avictuspirulina Strother *et al.*, Volyniella (Schep.) Asseeva. Сходство (или даже идентичность их) с обручевеллами мы уже отмечали ранее (Головенок, 1989). Примечательно, что первые два рода сравнивались их авторами с современными спирулинами. В Китае, Индии и Гренландии в отложениях, развитых вблизи границы кембрия и докембрия (соответственно в формациях Мейшукун, Нижний Тал и Портфилд) очень крупные по размеру спиралевидные микрофоссилии выделяются под родовыми названиями Spirellus, Glomerula и Jangispirellus. Дж. Пил (Peel, 1988) отмечает их сходство и связь с обручевеллами, но тем не менее, ввиду большого размера, выделяет их в два самостоятельных рода – Spirellus (куда включена и Glomerula) и Jangispirellus.

Все рассмотренные выше роды спирально закрученных микрофоссилий требуют тщательного

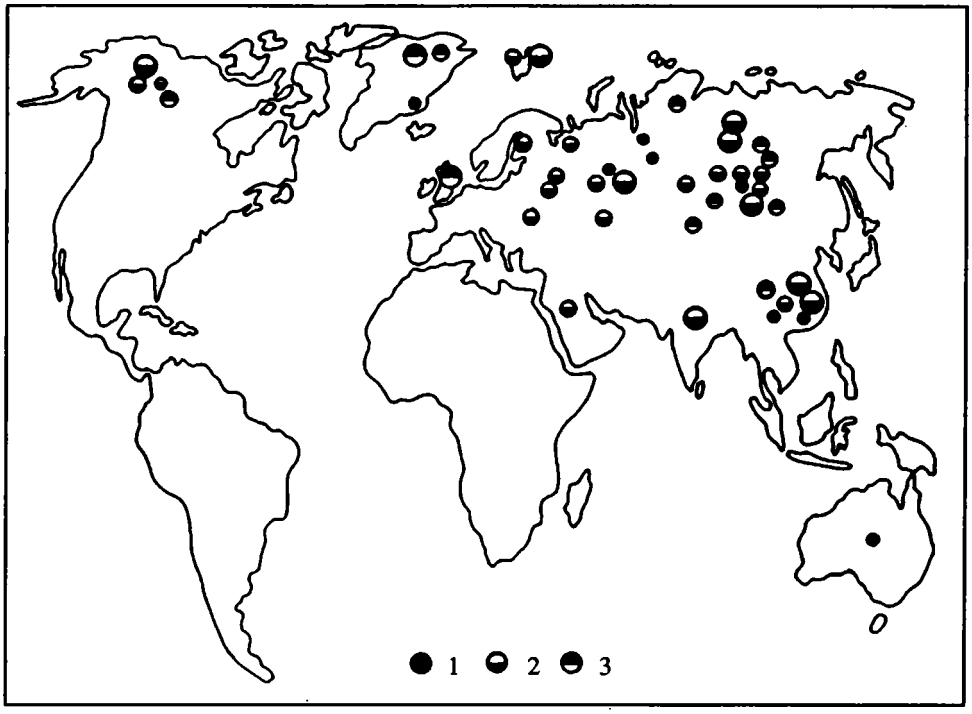


Рис. 1. Географическое и стратиграфическое распространение микрофоссилий рода Obruchevella Reitlinger.
1 – верхний рифей, 2 – венд, 3 – нижний кембрий.
Значками показаны относительные размеры форм – мелкие, средние и крупные.

систематического пересмотра. По нашему мнению, они скорее всего принадлежат к одному роду, за которым по праву приоритета следует сохранить название Obruchevella Reitlinger, а остальные – считать его младшими синонимами. Размеры трубок и спиралей, как и растянутость последних, являются видовыми признаками и не могут служить основанием для выделения новых родов. Не является таким основанием и наличие или отсутствие клеточных перегородок внутри трубчатых нитей. У разных видов современного рода Spirulina Turp., с которым эти микрофоссилии сравниваются, клеточные перегородки внутри трихомов также видны далеко не всегда (Голлербах и др., 1953).

Спиралевидная форма нитей наблюдается не только у спирулин. Она характерна и для современных синезеленых водорослей рода Lyngbya Ag., но в отличие от спирулин, лингбии характеризуются хорошо выраженным клеточным строением трихомов и обязательным присутствием слизистого чехла. В докембрии известны сходные с ними микрофоссилии рода Palaeolyngbya Schopf, однако среди них спиралевидные формы пока не установлены.

Особый интерес представляет анализ размеров и возрастного распределения обручевелл и других спиралевидных микрофоссилий (рис. 2А, таблица, фиг. 1 - 3). Они нигде пока не обнаружены в отложениях более древних, чем позднерифейские. Примечательно, что позднерифейские формы повсеместно характеризуются очень мелкими размерами. Диаметр трубок составляет в них лишь несколько микрон, а внешний диаметр спиралей колеблется от 4 - 5 до 18 - 20 мкм. В венде размеры рассматриваемых микрофоссилий значительно увеличиваются, появляются и буквально "гигантские", по сравнению с другими, формы. Два вида таких "гигантских" обручевелл были установлены и описаны нами недавно из вендских отложений бутонской свиты Среднего Урала (Головенок и др., 1989) и один – из паршинской толщи Непско-Ботуобинской структуры Сибирской платформы (Головенок и др., 1990). Диаметр трубок у бутонских обручевелл достигает 45 - 55 мкм, а диаметр спиралей – 275 - 360 мкм. Столь же "гигантские" спиреллусы и янгиспиреллусы детально описаны из пограничных отложений докембрия и кембрия в уже упоминавшейся статье Дж. Пила (Peel, 1988). В более молодых отложениях кембрия описаны только обручевеллы, причем более мелких размеров, чем упомянутые выше. Судя по данным Е.А. Рейтлингер (1959) и некоторых других исследователей, у кембрийских обручевелл, в том числе и у типового вида, диаметр трубок составляет 12 - 18 мкм, а диаметр спиралей изменяется от 32 - 36 до 58 - 68 мкм. "Гигантские" формы обручевелл из кембрийских и других палеозойских отложений не описаны.

Другим примечательным родом докембрийских микрофоссилий, у которых выражена стадия гигантизма, является род Eosynechococcus Hofmann.

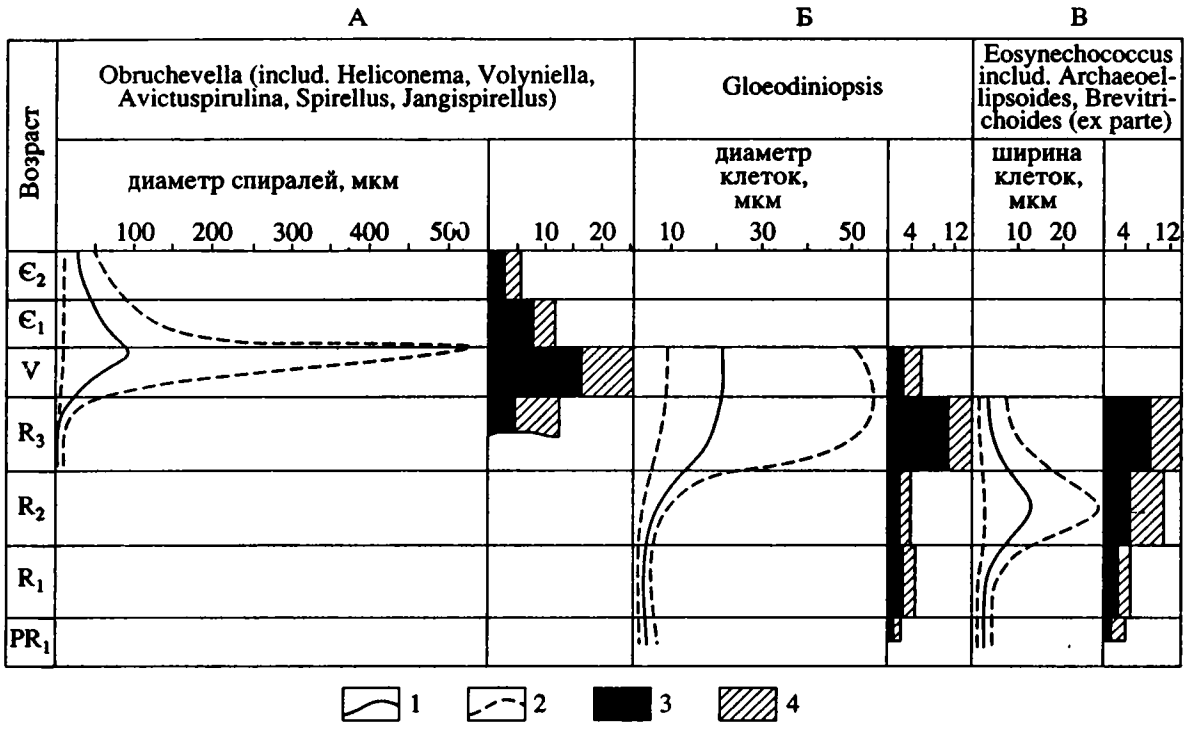


Рис. 2. Изменения размеров у некоторых родов докембрийских микрофоссилий в отложениях разного возраста. 1 – средние размеры, 2 – пределы колебания размеров, 3 – количество местонахождений, 4 – количество видов.

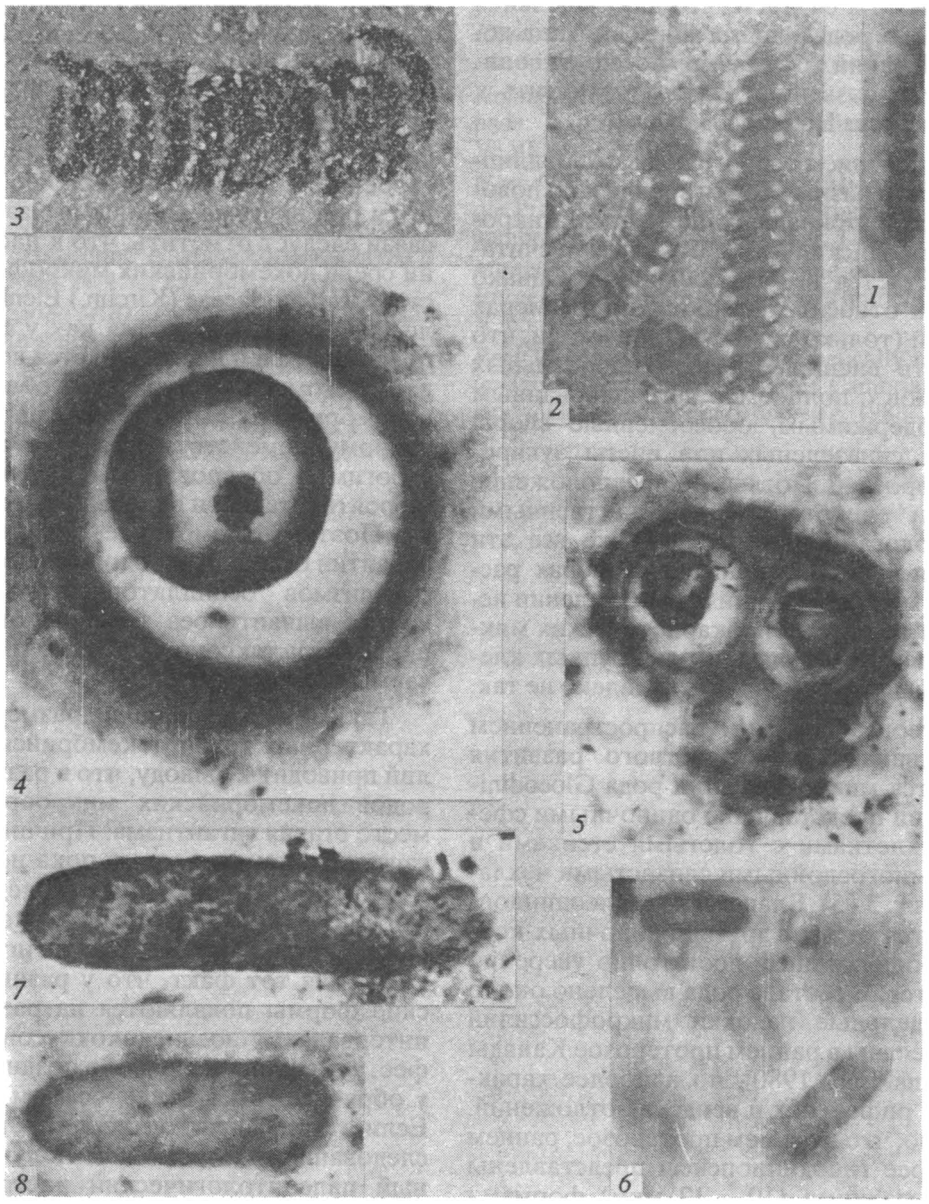
Микрофоссилии этого рода представлены клетками эллипсоидальной, удлиненно-эллипсоидальной до палочковидной с закругленными концами формы. Размеры клеток у разных видов изменяются в широком диапазоне (таблица, фиг. 6 - 8). Ширина их колеблется от нескольких микрон до нескольких десятков микрон, а отношение ширины к длине составляет у разных видов от 1 : 2 до 1: 6. Крупные клетки встречаются поодиночке, реже парами, мелкие могут быть собраны в свободные или тесные кучки (колонии). Этот род в составе трех видов впервые был выделен Х. Хофманном (Hofmann, 1976) в кремнях из раннепротерозойской надсерии Белчер Канады. Позже эосинехококкусы (и близкие или идентичные им формы) были установлены в кремнях из докембрийских отложений многих районов мира – Гренландии, Шпицбергена, Китая, Индии, Австралии. На территории СНГ они известны из рифейских отложений Анабарского и Туруханского поднятий, Енисейского кряжа, Южного Урала, Южного Казахстана. Возрастной диапазон их развития расширился от раннего протерозоя до позднего рифея включительно. В венде они пока не установлены. В составе рода к настоящему времени описано более 10 видов.

Для среднего рифея характерно появление очень крупных форм, по своим размерам почти на порядок превосходящих мелкие формы, описанные Х. Хофманном (рис. 2В). В более древних и более молодых отложениях такие "гигантские" эосинехококкусы пока не известны. Опять-таки, как и в случае с обручевеллами, размеры эосинехококкусов возводятся некоторыми исследователями в ранг родовых признаков и крупные формы выделяются под другими родовыми названиями. Так. Р. Городиским и Дж. Дональдсоном (Horodyski, Donaldson, 1980) в среднерифейских (1175 - 1225 млн. лет) отложениях серии Дисмал Лейкс северо-западной Канады они были выделены в особый род Archaeoellipsoides и отнесены к одному виду – A. grandis, хотя диапазон размеров у этих микрофоссилий колеблется, по их данным, в очень широких пределах: ширина эллипсоидов – от 5 до 33 мкм и длина – от 9 до 92 мкм. Эти исследователи отмечали, что более мелкие формы археоэллипсоидесов сходны с микрофоссилиями Eosynechococcus grandis Hofmann из надсерии Белчер, но среди них не встречены кучки и беспорядочные агрегаты, описанные для эосинехококкусов, что и послужило основанием для выделения особого рода.

В этой связи следует отметить, что Х. Хофманн в качестве типового вида (E. moorei) рода Eosynechococcus выделил мелкие палочковидные клетки, образующие неправильные комки (колонии), а также встречающиеся поодиночке и в виде цепочек из 3 - 4 клеток. Такой выбор типового вида представляется явно неудачным, т.к. для современного рода Synechococcus Häg., с которым он сравнивал микрофоссилии из надсерии Белчер, скопления (колонии) клеток не характерны (Голлербах и др., 1953). Клетки других выделенных

Х. Хофманном видов эосинехококкусов, в отличие от типового, встречаются лишь поодиночке или в виде цепочек из 2 - 3 клеток. Микрофоссилии типового вида по морфологии и размерам клеток, колониальному габитусу сходны с современными синезелеными водорослями рода Gloeothece Näg., на что в свое время обращали внимание С. Голубич, С. Кэмпбелл и др.

Нами эллипсоидальные, иногда палочковидные микрофоссилии рода Eosynechococcus Hofmann, в том числе и очень крупные, выделенные в несколько видов, были установлены в кремнях из котуйканской свиты Анабарского поднятия (Головенок, Белова, 1984). При графическом изображении размеров отдельных экземпляров этих микрофоссилий видно, что переход от типичных



Некоторые окремненные микрофоссилии рифея Сибири.
1. Obruchevella pusilla Gol. et Bel.; увел. 1000; валюхтинская свита, верхний рифей, Патомское нагорье.
2. Obruchevella parva Reitlinger; увел. 250; тинновская свита, венд, Патомское нагорье.
3. Obruchevella cf. gigantea Gol. et Bel.; увел. 130; паршинская толща, венд, Сибирская платформа.
4. Gloeodiniopsis megne Nyberg et Schopf; увел. 1000; сухотунгусинская свита, верхний рифей, Туруханское поднятие.
5. Gloeodiniopsis lamellosa (Schopf) Knoll et Golubic; увел. 800, Туруханское поднятие.
6. Eosynechococcus grandis Hofmann; увел. 600; котуйканская свита, нижний рифей, Анабарское поднятие.
7. Eosynechococcus giganteus Gol. et Bel.; увел. 600, там же.
8. Eosynechococcus major Gol. et Bel.; увел. 600, там же.

эосинехококкусов Х. Хофманна (считая за таковые E. medius и E. grandis) происходит постепенно, вдоль одной линии (Головенок, Белова, 1984, рис. 1а). Точно такое же распределение по размерам наблюдается, судя по данным Р. Городиского и Дж. Дональдсона, и у археоэллипсоидесов (Horodyski, Donaldson, 1980, рис. 1б). Поля расположения точек на обоих графиках практически перекрываются. Мы считаем, что для выделения самостоятельного рода Archaeoellipsoides нет достаточных оснований. Все микрофоссилии, описанные под этим названием, следует относить к роду Eosynechococcus Hofmann.

В связи с выделением особого рода археоэллипсоидесов возникли разные точки зрения и по поводу биологической принадлежности этих микрофоссилий. Р. Городиский и Дж. Дональдсон считали, что она остается не установленной. Однако основываясь на относительно больших размерах микрофоссилий (только их части), допускали, что это могут быть внешние чехлы колониальных микроорганизмов с полностью деградированным внутренним содержимым, обособленные споры или спорангии синезеленых или цисты эукариотических водорослей. Последнее предположение разделяется и некоторыми отечественными микропалеонтологами. По существу же все эти предположения строятся лишь на размерах рассматриваемых микрофоссилий и на убеждении исследователей в том, что у прокариотических микроорганизмов не может быть столь крупных клеток, хотя, как мы уже отмечали, это далеко не так.

Широким географическим распространением и большим диапазоном возрастного развития характеризуются микрофоссилии рода Gloeodiniopsis Schopf. Они представлены одиночными сфероидальными клетками с толстыми стенками и отчетливыми многослойными слизистыми чехлами (таблица, фиг. 3 - 5). Благодаря им глеодиниопсисы отличаются от всех других одиночных коккоидных микрофоссилий и достаточно уверенно диагностируются. В составе рода выделено около 10 видов. Отдельные находки микрофоссилий этого рода известны в раннем протерозое Канады (Horodyski, Donaldson, 1980), но наиболее характерны они для рифейских и вендских отложений. Примечательно, что в раннем протерозое, раннем и среднем рифее глеодиниопсисы представлены относительно мелкими (10 - 12 мкм) формами (рис. 2Б). В позднем рифее появляется вид G. magna Nyberg et Schopf, диаметр клеток у которого достигает 30 - 36 мкм, а вместе с широкими слизистыми чехлами – 50 - 56 мкм (таблица, фиг. 4). Этот вид впервые был установлен в кремнях из миньярской свиты Южного Урала (Nyberg, Schopf, 1984), нами он выявлен в сухотунгусской свите Туруханского поднятия (таблица, фиг. 4). В вендских отложениях размеры микрофоссилий данного рода уменьшаются. Таким образом, и у глеодиниопсисов отмечается тенденция к образованию "гигантских" форм на определенной стадии развития.

Очень крупными размерами характеризуются некоторые виды микрофоссилий из рода Oscillatoriopsis Schopf, приуроченные к среднерифейским отложениям. Ширина трихомов у них может достигать 50 - 55 мкм и более (у типового вида она составляет в среднем 3.7 мкм). У раннерифейских, а также позднерифейских и вендских форм ширина трихомов значительно меньше. В составе рассматриваемого рода выделено более 20 видов и около 10 форм описано без видового названия. По-видимому, в видовом отношении этот род еще более разнообразен, так как сходные с ним по строению и размерам микрофоссилии описываются под другими родовыми названиями. В этой связи следует отметить, что к настоящему времени среди докембрийских микрофоссилий в семействе Oscillatoriaceae (Kirchn.) Elenkin выделено более 40 родов, в то время как у современных его представителей насчитывается всего около 10 родов. Несомненно, что такое обилие родов среди докембрийских микрофоссилий, относимых к данному семейству, объясняется недостаточно строгим и обоснованным выделением родовых (вероятно, также и видовых) таксонов в его составе. Поэтому возможные стадии "гигантизма" в развитии отдельных родов докембрийских микроорганизмов осциллаториевой принадлежности нельзя выявить без тщательного критического пересмотра таксономического состава рассматриваемых микрофоссилий.

Таким образом, анализ размеров у некоторых характерных групп докембрийских микрофоссилий приводит к выводу, что в развитии отдельных родов докембрийских микроорганизмов имела место стадия гигантизма. Причины появления гигантских форм остаются пока неясными. Вопрос этот требует специальных исследований, и в первую очередь, по-видимому, экологических. Очень важен с прикладной, биостратиграфической точки зрения тот факт, что у разных родов гигантские формы появляются на разных возрастных интервалах: у эосинехококкусов – в среднем рифее, у глеодиниопсисов – в позднем рифее - венде, у обручевелл – в венде - самом начале кембрия. Если эти выводы подтвердятся дальнейшими исследованиями, мы можем получить весьма ценный палеонтологический инструмент для биостратиграфических построений в докембрии.

Мы отчетливо представляем, что сделанные в данной статье выводы носят эмпирический характер, основаны на ограниченном статистическом материале (хотя для обручевелл он достаточно велик) и являются дискуссионными. Тем не менее нам хотелось обратить внимание исследователей на очевидные проявления гигантизма в развитии некоторых древних микроорганизмов. Несомненно, что для подтверждения (или опровержения) этих выводов в дальнейшем потребуется сбор об-

ширного нового фактического материала, кропотливый анализ уже имеющихся данных и критический пересмотр таксономического состава докембрийских микрофоссилий, о чем уже неоднократно упоминалось выше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 375 с.

Голлербах М.М., Косинская Е.К., Полянский В.И. Синезеленые водоросли. Определитель пресноводных водорослей СССР. М.: Сов. наука, 1953. Вып. 2. 652 с.

Головенок В.К. Докембрийские микрофоссилии в кремнях и их биостратиграфическое значение // Сов. геология. 1989. № 8. С. 41 - 48.

Головенок В.К., Белова М.Ю. Рифейские микробиоты в кремнях из билляхской серии Анабарского поднятия // Палеонтол. журн. 1984. № 4. С. 23 - 32.

Головенок В.К., Белова М.Ю., Курбацкая Ф.А. Первая находка обручевелл в вендских отложениях Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 3. С. 701 - 705.

Головенок В.К., Белова М.Ю., Авдеева В.И. Необычные обручевеллы в вендских отложениях Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 1. С. 193 - 196.

Депере Ш. Превращения животного мира. Петроград: ГОНТИ, 1921. 271 с.

Криштофович А.Н. Палеоботаника. 4-е изд. Л.: ГОНТИ, 1957. 650 с.

Рауп Д., Стенли С. Основы палеонтологии. М.: Мир, 1974. 390 с.

Рейтлингер Е.А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 25. 61 с.

Шмальгаузен И.И. Факторы эволюции (теория стабилизирующего отбора). М.: Наука, 1968. 451 с.

Hofmann H.J. Precambrian microflora, Belcher Islands, Canada: significance and systematics // J. Paleontol. 1976. V. 50. № 6. P. 1040 - 1073.

Horodyski R.J., Donaldson J.A. Microfossils from the Middle Proterozoic Dismal Lakes Group, Arctic Canada // Precambr. Res. 1980. V. 11. № 2. P. 125 - 129.

Mankiewicz C. Obruchevella and other microfossils in the Burgess Shale: preservation and affinity // J. Paleontol. 1992. V. 65. № 5. P. 717 - 729.

Peel J.S. Spirellus and related helically coiled microfossils (cyanobacteria) from the Lower Cambrian of North Greenland // Grønlands Geol. Undersøg. 1988. № 137. P. 1 - 32.

Рецензент А.Ю. Розанов

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1994, том 2, № 6, с. 40 - 63

УДК 551.73/78:551.24

ГЛОБАЛЬНЫЕ РИТМЫ В ФАНЕРОЗОЙСКОЙ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ

© 1994 г. В. Е. Хаин*, К. Б. Сеславинский**

*Институт литосферы РАН, 109190 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

**Объединенный институт физики Земли РАН, 123810 Москва, Б. Грузинская ул., 10, Россия

Поступила в редакцию 20.09.93 г., доработана 15.12.93 г.

В фанерозое тектонические деформации, гранитизация, метаморфизм и вулканические процессы в том или ином масштабе проявлялись непрерывно в тех или иных районах Земли, но с разной интенсивностью. Выявлена общая синхронность пиков проявления деформаций, островодужного вулканизма, регионального метаморфизма и часто гранитизации и вулканизма окраинноконтинентальных поясов. Подтверждена реальность глобальных эпох тектогенеза и четырех тектонических циклов фанерозоя – каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского. Эти циклы являлись частями мегациклов (циклов Вилсона), продолжительность которых достигла примерно 600 млн. лет. Мегациклы охватывали время от распада Пангеи до полного объединения ее фрагментов, наращенных новообразованной континентальной корой в новую Пангею. В фанерозое намечается 16 эпох тектогенеза, разделявшихся почти всегда интервалами 35 - 40 млн. лет. Особенно выделяются четыре периода наиболее сильной эндогенной активности Земли, завершающие тектонические циклы – поздний силур, поздняя пермь, поздняя юра и конец миоцена - плиоцен. Их периодичность не постоянна и колеблется от 120 до 150 млн. лет. Последний из них находится в альпийском цикле, который длится уже около 140 млн. лет и сейчас испытывает заключительный пароксизм.

ВВЕДЕНИЕ

Фанерозойский этап – наиболее изученная и известная для нас часть истории Земли продолжительностью около 530 - 550 млн. лет. Основными мотивами тектонического развития планеты в фанерозое являлись сначала объединение континентов в суперконтинент Пангею и затем в начале мезозоя распад суперконтинента. Эти события отражают глобальные процессы, происходящие в ядре и мантии Земли. Задача нашей статьи – краткий обзор фанерозойской тектонической истории Земли, корреляция проявлений таких эндогенных процессов, как гранитизации, метаморфизма, тектонических деформаций, офиолитообразования, островодужного вулканизма, траппового магматизма, рифтогенеза и глобальный анализ изменений в интенсивности этих процессов во времени. Наша цель – определить реальность в фанерозойской истории глобальных ритмов в эндогенной активности планеты и выявить основные тектонические эпохи и эры для проведения тектонической периодизации, раскрывающей наиболее общие закономерности развития тектоносферы Земли.

История выделения циклов в развитии земной коры весьма длительна и насчитывает более 150 лет. Множество исследователей в той или иной степени касалось проблем глобальной ритмичности тектонических процессов. Наибольшую известность получил впервые опубликованный в сводном виде в 1924 г. "канон орогенических фаз" (фактически фаз складчатости) немецкого тектониста Г. Штилле. Но еще раньше, в конце XIX в. появились работы французского геолога М. Бертрана, в которых рассмотрена проблема тектонических циклов. На основании изучения последовательности характерных осадочных комплексов (формаций) М. Бертран показал, что Альпийская геосинклиналь в мезозое и кайнозое прошла определенные стадии развития и что те же стадии развития были пройдены палеозойскими складчатыми системами Европы и позднедокембрийскими – Северной Америки. Так были установлены гуронский, каледонский, герцинский (варисский) и альпийский тектонические циклы.

В дальнейшем как концепция орогенических фаз (фаз складчатости), так и представление о тектонических циклах встретили серьезные возражения и система взглядов о периодичности, эпизодичности и прерывистости тектогенеза заменялась противоположной точкой зрения о его непрерывности и иногда даже об общей хаотичности всех тектонических процессов (Пущаровский, 1993). Такие возражения вполне понятны, поскольку фазы тектогенеза более или менее одновременны лишь в пределах отдельных крупных структурных элементов (систем), но в глобальном масштабе, как показывает проведенная нами корреляция (Хаин, Сеславинский, 1990, 1992), все же действительно наблюдается концентрация таких фаз на определенных интервалах геологической истории (например поздний силур, поздняя юра и др.).

Понятие тектонического цикла подвергалось и подвергается критике в основном по следующим причинам: 1) термин "цикл" подразумевает строгую повторяемость событий, которой в действи-

тельности не наблюдается; 2) при изучении отдельных подвижных областей и систем на первый план выступает не столько совпадение периодов накопления осадочных и вулканогенных комплексов и периодов орогенеза и складчатости, сколько определенная направленность развития с усложнением общей структуры.

Возражения эти справедливы, но мы считаем их недостаточными для отрицания цикличности. С точки зрения диалектической логики циклы вовсе не должны быть вполне тождественными. Напротив, поскольку развитие идет не по замкнутому кругу, они представляют лишь стадии еще более крупных циклов. Соответственно каждый последующий цикл закономерно отличается от предыдущего и наблюдается сочетание повторяемости и направленности развития. Повторяемость проявляется лишь в самых общих чертах: преобладают то обстановки растяжения, то сжатия; офиолитовые комплексы сменяются островодужными и вулканогенными континентальными; глубоководное осадконакопление – шельфовым и континентальным; основной магматизм – кислым; к концу цикла обычно приурочиваются коллизионные процессы, включающие интенсивные деформации и региональный метаморфизм, а также расширение областей с орогенным режимом развития.

Однако отдельные из этих черт могут отсутствовать и степень их выраженности меняться. В подвижных поясах некоторые циклы могут быть вовсе не выражены, сливаясь со смежными, но они выявляются статистически в планетарном масштабе. Их реальность подтверждают количественный анализ литологических комплексов мира, проведенный А.Б. Роновым и В.Е. Хаиным для герцинского и альпийского циклов и К.Б. Сеславинским для каледонского цикла, статистика радиометрических датировок гранитоидов И.А. Загрузиной, анализ распространенности глаукофановых сланцев и офиолитов Н.Л. Добрецова, статистические материалы по несогласиям А.А. Пронина, анализ цикличности осадочных отложений С.Л. Афанасьева, материалы сейсмостратиграфии по изменениям уровня моря П. Вейла и др. и многие другие данные (Ронов, Хаин, 1970; Сеславинский, 1987; Загрузина, 1987; Добрецов, 1988; Пронин, 1973; Haq *et al.*, 1987). Поэтому нет оснований отказываться от представлений о глобальных тектонических циклах.

Базой для этой статьи послужили наши предшествующие публикации (Хаин, 1971, 1977, 1979, 1984, 1985; Ронов и др., 1984; Сеславинский, 1987; Ронов и др. 1989; Хаин, Сеславинский, 1990, 1991, 1992; Хаин, Балуховский, 1993). В них указаны опубликованные за последние 10 - 15 лет статьи и книги, составившие, наряду с собственными данными, основу предлагаемого исследования. Их общее число – первые тысячи. Мы сожалеем, что в настоящей статье привести сколько-нибудь полный список этих публикаций невозможно.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ В ПАЛЕОЗОЕ

Наше исследование посвящено фанерозою, но для полноты картины мы вынуждены кратко затронуть и позднепротерозойскую предысторию.

Существование суперконтинента Пангея I может относиться ко времени примерно между 1800 - 1700 и 1350 млн. лет. В дальнейшем, в среднем рифее, он подвергся рифтообразованию, в основном континентальному, но местами красноморского типа с новообразованием океанской коры. В позднем рифее, особенно после 900 - 850 млн. лет, этот процесс прогрессировал и привел к образованию большого числа подвижных поясов с корой океанского типа. Судьба этих поясов оказалась разной в пределах будущих северных материков лавразийской группы, с одной стороны, и в пределах будущего суперконтинента Гондваны, с другой. В области Гондваны наблюдалась отчетливая тенденция к замыканию этих бассейнов, к их превращению в конце венда в складчатые системы, спаявшие обломки Пангеи I в новый суперконтинент Гондвану, охвативший, однако, лишь примерно половину будущей Пангеи II.

Иначе протекали события в области будущей Лавразии. Здесь первоначально тоже имело место замыкание позднерифейских бассейнов и их превращение в складчатые системы, но очень скоро оно сменилось деструкцией континентальной коры и раскрытием новых, значительно более широких бассейнов с океанской корой. Так возникли палеоокеаны – Палеотетис, отделивший континенты севера Евразии от Гондваны, Япетус (Палеоатлантический), разделивший Северную Америку и Европу, и Палеоазиатский, вклинившийся между Восточной Европой, Сибирью и Китайско-Корейским континентом – Синией. Проблематичным является существование особого Бореального океана между Гиперборей (Арктидой), Сибирью и Северной Америкой. Формирование этих палеоокеанов началось в позднем рифее, прогрессировало в венде - кембрии, когда завершилось формирование Гондваны, и достигло зрелой стадии в середине ордовика. Следовательно, развитие лавразийского и гондванского континентальных сегментов Земли в раннем палеозое пошло противоположными путями. Но кроме них, существовало океанское полушарие с Панталассой, реликтом которой является современный Тихий океан.

Зрелая стадия развития Гондваны приходится на средний палеозой. На это время падает максимальное распространение морских условий и плитного чехла, минимальное проявление тектонической и магматической активности. Северная (в современных координатах) окраина Гондваны, обращенная к Палеотетису и существенно нарастившаяся новой корой в начале палеозоя, в среднем палеозое оставалась пассивной, в противоположность активным тихоокеанским окраинам (Южная Америка, Антарктида, Австралия).

В конце карбона Гондвана вступила в позднюю стадию своего существования. С одной стороны, это была стадия объединения Гондваны с Лавразией в единый суперконтинент – Пангею II. Но, с другой стороны, эта стадия предшествовала распаду Гондваны и включала образование рифтовых систем, наиболее широко представленных в Южной Африке, Индостане и отчасти Австралии и Антарктиде.

Континентальные платформы лавразийской группы в рифее и раннем венде пережили авлакогенную стадию развития, а переход к плитной стадии произошел значительно раньше, чем на Гондване, к середине венда. Соответственно раньше наступило и первое максимальное затопление лавразийских континентов – уже в ордовике. В середине девона охлаждение и погружение платформ было прервано тектоно-магматической активизацией, особенно широко проявившейся в Сибири и Восточной Европе. Она ознаменовалась поднятиями, возрождением части рифейских и заложением новых рифтов и вспышкой траппового и щелочно-базальтового магматизма. К этому времени значительная часть окраин лавразийских континентов превратилась в коллизионные и произошло объединение Северной Америки и Восточной Европы в единый крупный континент – Еврамерику, или Лавруссию.

После среднедевонской активизации, совпавшей с окончанием коллизии в области Япетуса, наступил новый этап погружения Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ, охватывающий поздний девон и карбон. С перми постепенно берет верх противоположная тенденция – подъем и осушение лавразийских платформ, ранее всего проявившаяся в Северной Америке. Лавразийские платформы к концу палеозоя оказались практически охвачены кольцами надвинутых на них складчатых сооружений.

Из числа палеозойских подвижных поясов наиболее устойчивую активность обнаружили пояса обрамления Тихого океана. Начало развития этих поясов сопровождалось в позднем рифее и венде откалыванием от смежных континентов глыб разных размеров, превращавшихся тем самым в микроконтиненты (Колымо-Омолонский, Охотоморский, Центрально-Камчатский, Хонсю и Куросегава в Японии, Арекипа в Андах и др.). Получают развитие многочисленные островные дуги. В тылу микроконтинентов и островных дуг появляются краевые бассейны с корой переходного (Анды) или океанского (Япония, Северо-Восток России) типа; последняя документируется офиолитами. Эти дуги и микроконтиненты в конечном счете сталкивались с краями континентов, что приводило к регенерации и/или разрастанию континентальной коры. Процесс аккреции наиболее очевиден в юго-восточном Китае (Катазия) и Восточной Австралии (Тасманский пояс), в начале и середине палеозоя и в Антарктиде (Россиды и др.). Он протекал неравномерно во времени, отдельными импульсами-фазами – в конце кембрия (Австралия, Антарктида), в конце ордовика и в силуре (Австралия, Анды), в середине девона (Австралия), на рубеже девона и карбона (антлерский орогенез Кордильер Северной Америки, то же в Центральных Андах), в середине перми (Сихотэ-Алинь), на границе перми и триаса (сономский орогенез Кордильер, Австралия).

Из числа межконтинентальных подвижных поясов – палеоокеанов – наиболее рано заканчивает свое развитие Палеоатлантический пояс – Япетус. Появление Япетуса довольно точно датируется границей венда и кембрия, но одновременно становится все более очевидным, что Япетусу предшествовал в позднем рифее - венде более узкий и менее глубокий Протояпетус (Кельтский океан Конье-Райта), занимавший более юго-восточное положение. Сам же Япетус развился из рифтовой системы этого возраста, протягивавшейся параллельно Протояпетусу с его северо-западной стороны. В начале ордовика Япетус достиг максимальной ширины, оцениваемой по-разному – от 1000 до 3000 км и более. Первая фаза сжатия – оливерско-грампианско-финнмаркская – затронула лишь северо-западную окраину Япетуса и была связана со столкновением то ли островной дуги, то ли микроконтинента с Лавразией. На ордовикский период приходится островодужная стадия развития Япетуса, причем число дуг и их расположение на сиалическом или симатическом основании варьировали по простиранию пояса, и соответственно изменялись число зон субдукции и направление их наклона.

В конце среднего и в позднем ордовике в Япетусе проявилась вторая фаза сжатия, наиболее интенсивно выраженная в Северных Аппалачах и слабее – на Ньюфаундленде и Британских островах. Эта фаза была вызвана коллизией вулканической дуги с Северо-Американским континентом. В силуре в тылу этой дуги раскрылось окраинное море, а в конце силура - начале девона в Британии и Скандинавии замкнулось и оно. На Ньюфаундленде и Северных Аппалачах это произошло в среднем - позднем девоне. С этого времени пояс вступил в орогенный этап своего развития, сменившийся платформенным в позднем девоне на востоке и в раннем карбоне на западе.

Урало-Охотский подвижный пояс, которому в палеогеографическом смысле отвечает Палеоазиатский океан, значительно шире и сложнее Палеоатлантического по своему строению и истории. В его составе сохранились крупные глыбы древней, раннедокембрийской континентальной коры – Казахский, Тувино-Монгольский, Центральномонгольский микроконтиненты и др. Наиболее ранний этап развития пояса охватывает средний и первую половину позднего рифея (1350 - 850 млн. лет), он хорошо выражен на Урале и в Енисейском кряже. Следующий этап – собственно байкальский, с окончанием в венде - начале кембрия – наиболее полно представлен в Тимано-Печорской области,

на Полярном Урале и в южной части Баренцева моря. В итоге на периферии пояса произошло определенное наращивание континентальной коры смежных кратонов.

На востоке пояса, начиная с Алтае-Саянской области, где практически нет поздних байкалид, ранняя стадия развития уже в венде - раннем кембрии быстро сменилась островодужной стадией и затем орогенной в позднем кембрии. В западной части пояса, пережившей позднебайкальский орогенез, в ордовике началась деструкция и спрединг продолжался до середины девона. При этом Центральный Казахстан (кроме Джунгаро-Балхашской области), Северный и отчасти Срединный Тянь-Шань претерпели интенсивные деформации и гранитизацию в конце ордовика, в то время как Урал и Южный Тянь-Шань вступили в орогенный этап развития в позднем палеозое. Алтае-Саянская область, северо-западное Забайкалье и Северная Монголия подверглись мощному воздействию позднекаледонского орогенеза в девоне, причем он затронул также периферические зоны, ранее испытавшие байкальские и салаирские деформации. В девоне центральная зона Палеоазиатского океана переместилась в Обь-Зайсанскую систему с продолжением на север в Западную Сибирь и на юго-восток в Южную и Внутреннюю Монголию, Дунбэй и Приморье. Восточная половина этого пояса отчетливо делится на две зоны – северо-западную и юго-восточную. В первой орогенез начался уже в середине карбона, во второй – в середине перми. Самое восточное звено пояса – Амуро-Охотская система – до конца средней юры оставалось открытым глубоководным бассейном – заливом Тихого океана. Характерной чертой всей широтной части пояса от Тянь-Шаня и Центрального Казахстана до Забайкалья является развитие, начиная с девона и до раннего мела, мощных вулкано-плутонических поясов андского типа по его северной периферии.

Заложение Средиземноморского межконтинентального подвижного пояса палеозоя, или Прототетиса, судя по офиолитам Антиатласа и Аравийско-Нубийского щита, относится к середине позднего рифея – 850 млн. лет, и первый этап развития закончился к кембрию. От последующей деструкции, начавшейся в ордовике, сохранилась широкая полоса новой континентальной коры вдоль северной периферии Гондваны, составившая перигондванскую эпибайкальскую платформу. Она включает Анатолию, Аравию, Иран, Афганистан, северный Индостан, Синобирманию. Оформившийся к ордовику Палеотетис состоял в Европе из двух бассейнов, разделенных полосой микроконтинентов. Южный мог быть унаследован от позднепротерозойского Прототетиса; здесь известны венд-раннекембрийские офиолиты. Осевая полоса микроконтинентов была затронута девонским орогенезом. Отсюда орогенная волна начала распространяться к северу и югу, достигнув периферии пояса в позднем карбоне.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

В мезозойско-кайнозойском развитии Земли главным является распад Пангеи II. Следствием такого распада было обособление современных континентов и возникновение между ними впадин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. В истории распада Пангеи II подготовительной стадией можно считать позднe- (или средне-) триасовое - среднеюрское континентальное рифтообразование, к концу которого в рифты стали проникать морские воды.

В конце средней юры начался первый этап собственно развития молодых океанов. Он отражен в "замороженном" магнитном поле их ложа системой линейных аномалий последовательности Китли, то есть M29-M0, отвечающих средней - поздней юре и первой половине раннего мела. Вероятно, сюда следовало бы присоединить и период спокойного, не испытавшего инверсий магнитного поля в границах апт - сантон. Существовавший на этом этапе план размещения осей спрединга в Тихом и Индийском океанах значительно отличался от более позднего, который постепенно приближался к современному.

Второй этап в истории молодых океанов берет начало 90 - 80 млн. лет назад. С этого времени постепенно складывается современная система осей спрединга. Но отдельные части Пангеи II в начале этапа еще остаются связанными друг с другом. Это касается Южной Америки и Антарктиды, Гренландии, хребта Ломоносова и Евразии, Мадагаскара и Индостана, а Индостан практически до конца этапа еще не смыкается с Евразией. И лишь с окончанием этого второго этапа на рубеже около 45 млн. лет (аномалии 19 - 20) и наступлением третьего этапа основные черты структурного плана поверхности Земли приобрели свою современную конфигурацию. Это относится и к рельефу континентов, в котором выступили современные горные хребты.

На континентах распад Пангеи II начался в мезозое с образования мощных систем континентальных рифтов, зародившихся в позднем палеозое. С конца средней юры часть этих рифтов превратилась в межконтинентальные и затем океанские, а остальные продолжали свое развитие до раннего мела. Параллельно шло формирование пассивных окраин континентов, проходивших рифтовую и пострифтовую стадии с некоторым смещением во времени для разных сегментов этих окраин. На рифтовой стадии местами проявлялся базальтовый вулканизм, например в поздней юре на северо-востоке Бразилии, но наиболее широко магматизм охватил более внутренние районы континентов, приводя к образованию таких мощных трапповых полей, как Раджмахал, Парана, Декан и других.

Во внутренних областях континентов, принадлежавших древним кратонам, продолжали

развиваться с постепенным сокращением темпа погружений некоторые впадины – синеклизы, унаследованные от палеозоя. Молодые эпипалеозойские платформы (Западносибирская, Баренцева моря, Западноевропейская и др.), пройдя в поздней перми - ранней юре стадию рифтогенеза, со средней юры также втягиваются в опускания, продолжающиеся до позднего мела - раннего палеогена.

Главные подвижные пояса Земли в мезозое и кайнозое располагались в обрамлении Тихого океана и в широтной полосе Тетиса. Единого Тихоокеанского кольца в течение мезозоя еще не существовало и отдельные его отрезки развивались самостоятельно. Их можно выделить соответственно принадлежности к активным окраинам Евразии (северо-западный сектор), Австралии (юго-западный сектор), Северной (северо-восточный сектор) и Южной (юго-восточный сектор) Америки и Антарктиды. При этом в раннем мезозое евразийская окраина также еще не представляла собой единого целого, поскольку она прерывалась открывавшимися в Тихий океан Южно-Анюйским, Амуро-Охотским, Циньлиньским и Лаосско-Вьетнамским глубоководными бассейнами с корой океанского типа. Эти бассейны разделяли континентальные блоки. Но к началу ранней юры замкнулись Циньлиньский и Лаосско-Вьетнамский бассейны и, вероятно, Наданьхада-Уссурийский глубоководный залив, и в итоге образовалась единая континентальная окраина пассивного типа от Буреинского до Индосинийского массива.

Новые крупные изменения в северо-западном секторе произошли в поздней юре - раннем мелу. Они выразились в столкновении Уяндино-Ясаченской дуги, а затем и Омолона с окраиной Сибири, в закрытии Южно-Анюйского бассейна, в оформлении Хатырской островной дуги и возникновении в альбе Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса.

Конец мела - начало палеогена – время перестройки Корякии, западной Камчатки, восточного Сахалина и центрального Хоккайдо, где в основном завершилось создание систем сложных деформаций и покровов и произошло причленение островных дуг к континенту. Еще одно событие этой эпохи – возникновение Центрально-Камчатской вулканической дуги. На юге сектора предполагается столкновение Западно-Филиппинского микроконтинента с Азией. Тогда же формировалась Пра-Филиппинская вулканическая дуга, а позднее, в середине эоцена последовало раскрытие Западно-Филиппинской впадины. Таким образом с этого времени азиатская окраина Тихого океана начала приобретать типичный для нее в настоящее время вид активной окраины "западно-тихоокеанского типа" с гирляндой вулканических дуг.

Начиная с эоцена, фиксируется раскрытие ряда глубоководных тыловодужных и междуговых бассейнов – упоминавшегося выше Западно-Филиппинского, а также Сулавеси, в среднем олигоцене – Южно-Китайского, в миоцене – морей Сулу, Японского, Южно-Охотского, Командорского, в плиоцене – Западно-Марианского. Наряду с процессами деструкции в миоцене развивались и обратные процессы аккреции и коллизии. Они проявились в обдукции океанских комплексов Олюторской зоны Корякии и Восточной Камчатки, в складчато-надвиговых и сдвиговых деформациях на Восточном Сахалине, в центральном и восточном Хоккайдо, в зоне Симанто юго-западной Японии, на востоке Тайваня и в Филиппинском архипелаге.

Юго-западный сектор Тихоокеанского кольца в триасе представлял собой активную окраину Гондваны андского типа. На всем его протяжении развивался унаследованный с палеозоя краевой вулкано-плутонический пояс. В ранней и средней юре началось отделение Новой Гвинеи, а в поздней юре – Австралии от Юго-Восточной Азии. На рубеже юры и мела Новокалендонско-Новозеландский сегмент был охвачен орогенезом Рангитата. В середине мела к северо-востоку от Новой Гвинеи возникла Меланезийская вулканическая дуга, в эоцене она протянулась до Соломоновых островов и в олигоцене до Новых Гебрид и Фиджи.

Значительная перестройка имела место в секторе в конце эоцена - олигоцена, когда закончился спрединг в Тасмановом и Коралловом морях, произошла обдукция офиолитовых покровов на полуострове Папуа, в Новой Каледонии, на северо-западе Новой Зеландии и начался перескок зоны субдукции с тихоокеанской стороны Меланезийской дуги на австралийскую. Новая эпоха оживления тектонической активности выразилась в конце олигоцена - начале миоцена в деформациях на Новых Гебридах и Фиджи, интрузивной деятельности в архипелагах Бисмарка и Соломоновом, в известково-щелочном магматизме Новой Гвинеи, в образовании вулканической дуги Лау–Колвилл–Тонга–Кермадек, в орогенезе Кайкура на Новой Зеландии и в других событиях.

В конце миоцена, плиоцене и квартере определился современный структурный план Меланезии. Образовалось Новогвинейское окраинное море, море Фиджи (олигоцен - миоцен) и трог Лау-Гавр, произошли перемещения вдоль крупных левых сдвигов и сформировалась зона микроплит, ограниченных двойной цепочкой зон субдукции противоположного наклона, с островными дугами и глубоководными котловинами окраинных морей между ними.

Развитие юго-восточного сектора Тихоокеанского кольца – Андской системы в мезозое и кайнозое все время протекало на активной границе континент–океан. Только в Северных Андах и в течение короткого отрезка времени (киммеридж - валанжин) в Патагонских Андах активная окраина принадлежала или была близка к западно-тихоокеанскому типу, в остальном же наиболее харак-

терным было "лиминарное" (по Ж. Обуэну) расположение подвижной системы. При этом в триасе и юре край континента испытывал нарастающее погружение с развитием трансгрессии на материк. В это время он окаймлялся со стороны океана энсиалической вулканической дугой. В конце поздней юры в крайней южной части Анд возникает задуговой окраинный бассейн с корой океанского типа. В Центральных Андах в их южном сегменте вулканическая дуга испытала в киммеридже значительный подъем, в результате которого подводный вулканизм сменился наземным, кислым и дуга превратилась в краевой вулкано-плутонический пояс. Севернее аналогичный процесс проявился позднее, лишь в начале сенона.

После некоторого спада эндогенной активности новый ее пик приходится на конец эоцена. К этому времени почти все современные элементы структуры Анд получили свое отражение в рельефе и передовые прогибы начали заполняться молассами. В конце миоцена - начале плиоцена почти все межгорные прогибы осушаются, Анды испытывают общее поднятие и деформации, в которые вовлекаются и Субандские прогибы.

Для северо-восточного сектора Тихоокеанского кольца – подвижной системы Северо-Американских Кордильер общая обстановка в начале мезозоя определялась существованием к западу от современного края континента глубоководного бассейна типа окраинного моря, отделенного от Тихого океана островными дугами. Это были условия активной окраины западно-тихоокеанского типа. В течение мезозоя сектор претерпел очень сложную эволюцию. Определялось это тем, что к краю континента "причаливали" и вдоль него перемещались многочисленные "террейны", представляющие собой фрагменты энсиматических и энсиалических островных дуг, ложа окраинных морей, микроконтинентов, внутриплитных океанских поднятий. С конца средней юры предполагается смещение примкнувших к континенту террейнов вдоль системы левых сдвигов в южном направлении. В течение позднего мела и раннего палеогена происходило обратное смещение террейнов по системе правых сдвигов к северу, перекрывшее по амплитуде их предшествующее южное смещение. В это же время продолжается надвигание к северу хребта Брукса на Аляске и в складчато-надвиговые деформации была вовлечена область Скалистых гор.

К середине эоцена Кордильерская система приобрела конфигурацию, близкую к современной. Но все же на начавшемся орогенном этапе она еще претерпела существенные преобразования, связанные, очевидно, с уходом части Восточно-Тихоокеанского поднятия под континент. Следствием этого было образование сдвига Сан-Андреас, раскрытие рифта Калифорнийского залива, становление полирифтовой системы Большого бассейна и рифта Рио-Гранде, базальтового магматизма плато Колорадо и другие события. Наиболее широкая южная часть Кордильерской системы испытывала существенное растяжение, сопровождавшееся утонением коры и литосферы, оттоком нижней коры под Сьерру-Неваду и плато Колорадо и подъемом астеносферы.

История Средиземноморского подвижного пояса отличается крайней сложностью и одновременным существованием разных геодинамических обстановок на его разных отрезках. Общая тенденция – последовательное откалывание от северного края Гондваны отдельных микроконтинентов с последующим "причаливанием" к южному краю Евразии. Соответственно происходило наращивание последнего зонами раннекиммерийской, позднекиммерийской и собственно альпийской складчатостей, раскрытие, а затем замыкание новых, все более южных бассейнов с корой океанского типа.

В триасе и начале юры западная часть Средиземноморского пояса развивалась в режиме, близком к платформенному. В Карпато-Балканской области в эту обстановку вклинивались глубоководные зоны с корой океанского или переходного типа, унаследованные от позднего палеозоя. Одна из них простиралась от Добруджи через Горный Крым, Кавказ, Закаспий, Центральный Афганистан, юг Северного Памира в Кунь-Лунь, Наньшань и Циньлинь. С севера она сопровождалась краевым вулкано-плутоническим поясом и в конце триаса испытала деформации сжатия.

Другая полоса глубоких бассейнов начиналась на западе в районе границы Словакии и Венгрии и простиралась к юго-востоку в зоны Вардара, Измира–Анкары–Эрзинджана и Севано-Акеринскую, далее в Иранский Карадаг, в Фарахрудскую зону Афганистана, в зону Баггонг-Нуцзян в Тибете и в Центральную Мьянму. Основной период раскрытия этой полосы – юрское время.

В конце средней юры начались раскалывание и спрединг в западной части пояса с образованием Апеннинской и Альпийской подвижных систем. Одновременно восточнее в Динаро-Анатолийской и Кавказской системах проявлялись деформации сжатия и внедрялись гранитоиды. В конце юры и в начале мела эти явления затронули очень широкую полосу от Восточных Альп до Мьянмы и привели к ликвидации многих глубоких бассейнов. Но в то же время в западной части пояса возникли новые, хотя и неширокие зоны с океанской корой – в Альпах, Карпатах, на юге Апеннин и другие.

В позднем мелу внутренние зоны Восточных Альп, Карпат, Динарид, Эллинид и Балкан испытали интенсивные покровно-надвиговые деформации с проявлениями известково-щелочного магматизма и метаморфизма. К концу эпохи они в основном приобрели свою современную структуру с надвиганием на внешние зоны, где продолжалось погружение и накопление флишевых толщ.

Переломной эпохой в развитии всего Средиземноморского пояса был эоцен, когда началось столкновение Индо-Австралийской плиты, а на западе Иберийской, Анулийской и Бихорской микроплит с Евразийской, и деформации сжатия охватили широкую полосу от Пиренеев и Магриба до Гималаев. В начале миоцена наложенный рифтогенез привел к образованию в Западной Европе континентальной рифтовой системы, а в Западном Средиземноморье – Алжиро-Прованского глубоководного бассейна.

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ГЛОБАЛЬНЫЕ РИТМЫ

Охарактеризованные выше изменения структуры континентов, океанов и подвижных поясов сопровождались сложным комплексом геологических процессов. Среди них главными и определяющими были магматические, метаморфические и тектонические. Для глобального анализа истории развития этих процессов авторы составили сводные корреляционные таблицы. Две из них, обобщающие материалы по всем подвижным поясам для палеозоя и мезозоя - кайнозоя, опубликованы (Хаин, Сеславинский, 1990, рис. 1; 1992, рис. 1). На них отражены сведения для 29 палеозойских и 42 мезозойско-кайнозойских подвижных систем. Специальными знаками показаны возрастные интервалы проявлений вулканизма четырех главных типов, гранитизации, регионального метаморфизма, тектонических деформаций, флише- и молассообразования и некоторые другие. При первичной обработке материалов сравнивались масштабы этих проявлений в разных регионах, и это также условными знаками отображено на таблицах. Такие материалы послужили основой полуколичественной оценки интенсивности проявлений главных эндогенных процессов и ее результаты изложены в последующих разделах нашей публикации, охватывающих сведения по магматизму, метаморфизму и изменениям тектонической активности.

Данные о фанерозойских магматических и тектонических событиях на платформах обобщены в отдельной таблице, приведенной ниже. Эти материалы также использовались нами в оценках глобальных эндогенных процессов.

Геохронологической основой для таблиц и гистограмм была шкала Харленда и др. (Harland *et al.*, 1989). При проведении количественного анализа эта шкала подразделялась на более дробные интервалы (длительностью 10 - 15 млн. лет), чем изображено в таблицах. Иногда эти интервалы совпадали с эпохами или веками, но часто продолжительные во времени эпохи, например раннекарбоновая или раннемеловая, делились на приблизительно равные доли по 10 - 15 млн. лет. Исключения здесь – плиоценовая и раннетриасовая эпохи, имеющие длительность по 5 млн. лет. Для каждого из интервалов (для фанерозоя их – 54) рассчитывались масштабы (в условных баллах) проявления всех отмеченных выше эндогенных процессов и были построены соответствующие гистограммы.

ОФИОЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Под офиолитами понимается комплекс часто серпентинизированных ультраосновных пород, габбро, диабазов, параллельных даек, толеитовых базальтов и кремнистых осадков. Как известно, офиолиты редко представлены полным комплексом, чаще фрагментарно. В таблицах (Хаин, Сеславинский, 1990, 1992) сведены наиболее достоверные данные лишь по одной части офиолитов – толеитовым базальтам. Их распространенность отражена на таблицах таким образом, что протяженность соответствующего знака по вертикали отвечает длительности периода их формирования (пунктир – условность данных), а единичный знак указывает на очень небольшие масштабы проявления. Эти толеитовые базальты составляют лучше всего датированную часть офиолитовых комплексов и мы с некоторой условностью отождествляем во времени формирование таких базальтов с более общим процессом офиолитообразования. Для количественного анализа глобальной истории этих процессов материалы по офиолитам, представленные в таблицах, суммировались с учетом и количества структур, где они проявлялись, и масштабов проявления по трехбалльной системе. Единичный знак, например в раннем кембрии Иберийско-Атласской системы, и офиолиты, выделяемые условно (кембрий Британской зоны), – один балл. При широких масштабах, продолжавшихся в течение части интервала времени, – 2 балла, и если процесс охватывал весь интервал – 3 балла.

Конечно, такие градации чрезвычайно грубы и иногда оценки могут быть субъективны, но пока нет более надежного метода объективного анализа весьма разнородных первичных геологических данных. Поэтому применение такого способа для глобальных оценок вполне оправдано. Относительная надежность главных полученных результатов подкрепляется совпадением их с предшествующими эмпирическими обобщениями.

Итоги анализа представлены на рис. 1, где горизонтальная шкала – геологическое время, а вертикальная – баллы наших условных оценок. На этом графике ясно проявились шесть эпох наибольшего проявления офиолитообразования. Первая – раннекембрийская, вторая эпоха охватывает ранний ордовик и первую половину среднего ордовика, третья – ранний и средний девон, четвертая – триасовая, пятая включает позднюю юру и первую половину раннего мела и шестая – олигоцен и миоцен.

Раннекембрийская эпоха офиолитообразования зародилась еще во второй половине позднего рифея. Достоверно позднерифейский возраст – порядка 850 млн. лет – имеют офиолиты Маврита-

нид в Западной Африке, Антиатласа (Эль-Граара) и Нубийско-Аравийского щита. Близкий или несколько более молодой возраст могут иметь офиолиты, выступающие вдоль границы Богемского массива с Саксотюрингской зоной Центрально-европейской системы и в пределах последней от Мюнхбергского массива до Совьих гор (?). На их западном продолжении лежат, видимо, офиолиты бухты Одиерн на крайнем западе Армориканского массива и явно аллохтонных пластин Центральноиберийской зоны на крайнем же северо-западе Иберийского полуострова. Офиолиты того же возраста развиты, очевидно, на Балканах в низах "диабаз-филлитоидной формации", в Южных Карпатах (серия Корбу в Железных Воротах) и в Динаридах (зона Вардара). К этой же эпохе относятся офиолиты Центрального Казахстана восточной части Алтае-Саянской области (Западный и Восточный Саяны) и смежных районов Монголии. Предордовикский возраст имеют офиолиты хребта Черского на Северо-Востоке России. Офиолиты Западной Тасмании и Лахланской системы Восточной Австралии также должны принадлежать к данной эпохе.

Следующая по возрасту эпоха, еще шире распространенная и в общем лучше датированная, проявилась в раннем и среднем ордовике по преимуществу в пределах будущих каледонид. К ней относятся офиолиты Аппалачей, Британских и Скандинавских каледонид – породы океанского ложа Япетуса, Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Офиолиты самого начала ордовика (496 ± 6 млн. лет) недавно установлены в Западных Альпах. В Западно-Тихоокеанском поясе к рассматриваемой эпохе относятся офиолиты Пенжины (северо-запад Камчатки), в Восточно-Тихоокеанском – Орегона и востока Сьерра-Невады в Кордильерах, Предкордильеры Аргентины и, возможно, Береговой Кордильеры Чили в Андах.

Третья эпоха объединяет офиолиты середины девона. Она принадлежит к герцинским системам и включает толеитовые базальты Урала, офиолиты Реногерцинской (мыс Лизард и Корнуолле – 375 млн. лет) и Южно-Португальской зон европейских герцинид, севера Иннуитской системы, Южного Тянь-Шаня и Памира и Юньнань-Малайской системы. Кроме них в эту группу входят раннедевонские офиолиты Монголо-Амурской и Гобийско-Хинганской (Амуро-Охотская зона) систем, Ниппоно-Сахалинской системы и Новоанглийской системы востока Австралии.

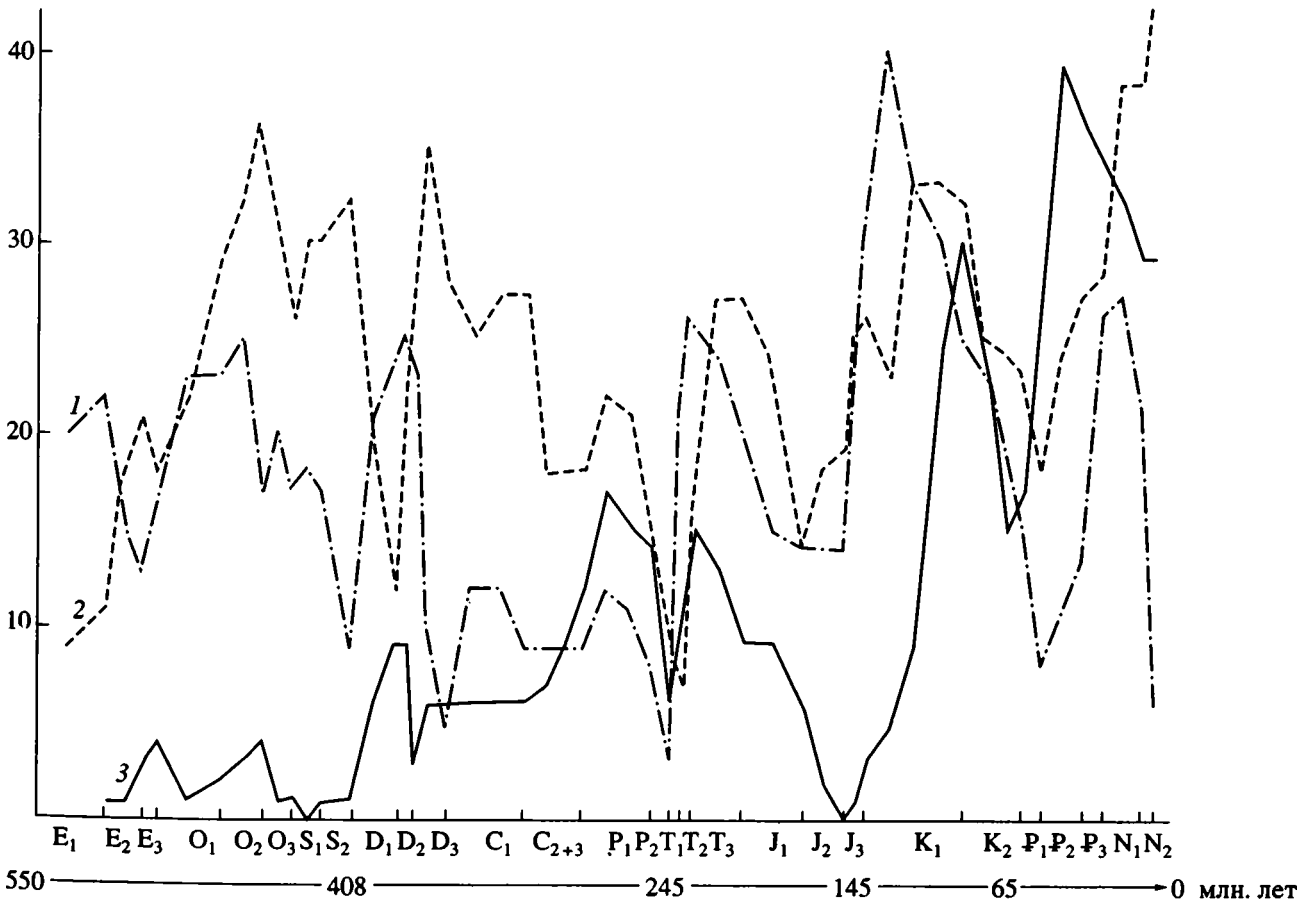


Рис. 1. Изменения в распространенности офиолитов (*1*), островодужных вулканитов (*2*) и краевых вулкано-плутонических поясов (*3*) в фанерозое. По вертикальной шкале – условные баллы.

Офиолиты, относящиеся по возрасту к триасовой эпохе, наиболее уверенно выделяются в северо-восточном сегменте Восточно-Тихоокеанского пояса, в горах Кламат и Сьерра-Невада. Близкий возраст предполагается для офиолитов Кач-Крик Британской Колумбии. В северо-западном сегменте Тихоокеанского кольца образование офиолитов происходило в Пенжинско-Анадырской и Амуро-Охотской системах, на Сахалине–Хоккайдо, юго-западной Японии (офиолиты Микабу). В Средиземноморском поясе имеются указания на присутствие позднетриасовых - раннеюрских офиолитов для Апеннин, Динарид и Балкан, возможно, для Малого Кавказа и северной Анатолии. В восточной части пояса этот возраст могут частично иметь офиолиты центрального Афганистана и Памира и зон раннекиммерийской складчатости Китая и восточного Индокитая.

Более определенными данными мы располагаем относительно следующей эпохи широкого офиолитообразования – позднеюрско-раннемеловой. К этой генерации относятся в северо-западном секторе Тихоокеанского кольца офиолиты центральной части Корякского нагорья, Южно-Анюйской системы, Сахалина–Хоккайдо, вероятно зоны Симанто юго-западной Японии, частично Филиппин. Их аналогами являются офиолиты Береговых хребтов Калифорнии, Антильско-Карибской области, Колумбии, Патагонских Анд и о. Новая Георгия в северо-восточном и юго-восточном секторах Тихоокеанского кольца, офиолиты Папуа–Новой Гвинеи и северной зоны Соломоновых островов в юго-западном секторе кольца.

В Средиземноморском поясе офиолиты данной генерации широко распространены, начиная от его западного сегмента – Бетские Кордильеры, Апеннины, Альпы и продолжая Карпатами, Анатолией и Малым Кавказом и до крайнего востока – Индо-Бирманского региона.

Намечается еще одна эпоха в начале позднего мела (80 - 75 млн. лет), но по распространенности она уступает предыдущей и тесно связана с ней во времени. К ней принадлежат офиолиты Олюторской зоны Корякии и западной Камчатки, Сахалина–Хоккайдо в северо-западном секторе Тихоокеанского кольца и Папуа–Новой Гвинеи и Тайваньско-Филиппинского региона в его юго-западном секторе. Представлена она и в центральной части Средиземноморского пояса, в Неотетисе – от Кипра и Сирии на западе до Ирана, Омана и Белуджистана на востоке. В эту же эпоху, если не раньше, началось формирование офиолитов в зоне Инда–Цангпо, закончившееся в конце мела, в маастрихте - дании.

Наиболее молодая из известных на континентах и в островных дугах эпоха – олигоцен-миоценовая наиболее широко представлена в юго-западном Меланезийском секторе Тихоокеанского кольца – в Папуа-Новой Гвинее, на Соломоновых островах, на Новой Каледонии, Филиппинах (западный Лусон) и восточном Тайване, а в северо-западном сегменте – на востоке Камчатки, а также в Калифорнии, Антильско-Карибском и некоторых других регионах. В Средиземноморском поясе их распространение в основном ограничивается восточной частью пояса, начиная с Анатолии.

В пределах суши офиолиты моложе второй половины олигоцена практически нигде не известны. Это объясняется тем, что в открытых океанах молодая кора еще не испытала ни субдукции, ни обдукции. Однако формирование офиолитов, безусловно, продолжалось в достаточно широких масштабах и в конце олигоцена, и в течение всего неогена, и идет в современную эпоху. Спрединг происходил в пределах Средиземноморского пояса в бассейнах Алжиро-Прованском, Тирренском, на юге Атлантики в бассейне Скотия, в Антильско-Карибском бассейне, на северо-востоке Индийского океана в бассейне Андаманского моря и во многих бассейнах Тихоокеанского кольца – Западноберинговоморском, Южнокитайском, Япономорском, Филиппинском и других.

Таким образом, наиболее масштабная эпоха офиолитообразования в фанерозое – позднеюрская - раннемеловая. Пики на гистограмме разделяются глубокими снижениями, соответствующими не прекращению, но сокращению процессов офиолитообразования. Колебания на графике настолько велики, что их достоверность очевидна. Каждая из эпох усиления формирования офиолитов соответствует глобальному глубинному энергетическому импульсу, вызывающему наиболее крупные структурные перестройки в подвижных поясах Земли.

ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

В сводных таблицах обобщены все сведения о проявлениях островодужного вулканизма и вулканизма в краевых вулкано-плутонических поясах. В островных дугах главными были извержения вулканических продуктов известково-щелочного состава. В ранние стадии развития энсиматических дуг им часто предшествовал толеитовый, а в завершение следовали субщелочной и щелочной типы вулканизма. Были и другие последовательности, но все они отображались единым знаком островодужного вулканизма.

Длительность проявления вулканизма рассматриваемых типов в разных подвижных системах, естественно, была различной. Иногда это кратковременные вспышки, например в среднем кембрии в зоне Осса–Морена Иберийского полуострова или в эоцене Афгано-Белуджистанской системы. Но чаще время формирования островодужных и окраинно-континентальных комплексов составляло первые десятки миллионов лет и наиболее типична длительность 30 - 40 млн. лет. Хорошие примеры – островные дуги в юре Калифорнии, на Аляске, в конце мела - палеоцене в Сахалино-Хоккайдской системе. Отметим, что широко извест-

ный Охотско-Чукотский пояс также развивался около 30 млн. лет.

Однако известны подобные вулканогенные комплексы и с намного более длительными периодами развития. Так, на востоке Австралии в Лахланской системе вулканические извержения известково-щелочного типа продолжались от конца среднего кембрия до начала раннего девона (около 120 млн. лет), в Зондской системе островодужные вулканиты формируются с мела уже более 90 млн. лет. Детальный анализ показывает, что в течение таких длительных периодов происходили кулисообразные в пространстве и почти непрерывные во времени смены поколений островных дуг и окраинно-континентальных поясов, эволюция каждого из которых продолжалась 30 - 40 млн. лет.

Связь островодужного вулканизма с обстановкой субдукции позволяет считать этот тип вулканической деятельности хорошим индикатором соответствующих геодинамических обстановок геологического прошлого. Очевидно, что глобальный анализ распространенности и эволюции такого вулканизма во времени дает материал для суждений об общих закономерностях развития литосферы, для оценки ее тектонического состояния и для решения проблемы проявления глобальных фаз сжатия и растяжения.

Наши данные по развитию вулканизма, представленные в таблицах, были суммированы по таким же принципам, которые были указаны выше для офиолитов по трехбалльной системе. Локальные проявления, подобные эоценовым в Карпато-Балканской системе или позднеюрским в Амуро-Охотской системе, оценивались в 1 балл, обычный вулканизм с формированием развитых островных дуг и поясов – 2 балла, если данный интервал времени захватывался этими процессами не полностью, и в 3 балла, когда они имели место в течение всего интервала. В ряде структур подобный вулканизм выделялся условно и тогда он оценивался в 1 балл. Мы уже отмечали приближенность таких оценок, но и в данном случае считаем применение подобных глобальных характеристик вполне оправданным и полученные результаты достаточно надежными.

Анализ гистограммы изменений глобальной распространенности проявлений островодужного вулканизма выявил пики активности, разделенные эпохами снижения подобной деятельности (рис. 1). Большая амплитуда этих колебаний исключает возможность существенных ошибок в связи с неточностями в определении типа или возраста вулканизма даже в 2 - 3-х подвижных системах. Другая важная закономерность – отсутствие в фанерозое эпох полного прекращения островодужного вулканизма. То есть в тех или иных районах Земли эти процессы проявлялись постоянно, но с заметными изменениями общих масштабов.

Первый и самый слабый пик приурочен к концу среднего кембрия (майскому веку). В это время островодужный вулканизма имел сравнительно широкие масштабы в Алтае-Северомонгольской области, в Лахланской системе Австралии и некоторых других.

Второй, максимальный в палеозое пик относится к лландейлскому веку ордовика. В это время в 13 из 29 подвижных структур формировались островодужные вулканические комплексы, и в первую очередь следует отметить Северо-Атлантический и Восточно-Тихоокеанский пояса, почти на всем протяжении которых развивались вулканические дуги.

В дальнейшем общая распространенность этого вулканизма уменьшалась до ашгиллия и затем снова нарастала до третьего пика в позднем силуре. В данную эпоху основной областью деятельности такого рода были структуры Урало-Охотского пояса – Уральская система и Казахстано-Тянь-Шаньская область, но, кроме того, Аппалачская система Северо-Атлантического пояса, Лахланская система Западно-Тихоокеанского пояса и некоторые другие.

Последующее снижение активности островодужного вулканизма продолжалось до эмского века девона и было более глубоким, чем ашгильское. Новое повышение активности достигло пика, четвертого по порядку, во франском веке, причем главные ареалы снова изменились. Теперь центр островодужного вулканизма сместился в подвижные структуры Средиземноморского пояса – Центральноевропейскую, Кавказско-Памирскую и Юньнань-Малайскую области. Однако сохранилась высокая активность и в Уральской системе.

В позднем палеозое происходило снижение масштабов островодужного вулканизма до минимальных в начале мезозоя, в раннем триасе, когда он проявлялся только в Ниппоно-Сахалинской и Кордильерской системах. Некоторое повышение отмечается в намюрском веке и в начале ранней перми, и первое из них связано с островодужным вулканизмом в Урало-Охотском поясе, а второе – в основном с процессами в Западно-Тихоокеанском поясе.

Первый в мезозое очень отчетливый пик приурочен к позднему триасу и самому началу ранней юры. В это время островодужный вулканизм имел широкие масштабы в структурах Западно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского поясов и в некоторых системах Средиземноморского пояса (Юньнань-Малайской, Индо-Бирманской и др.). Затем сравнительно небольшой пик проявился в конце поздней юры. Здесь главную роль сыграли островные дуги северной части Западно-Тихоокеанского пояса – Олойской и Южно-Анюйской систем и других.

Следующий, более заметный пик быстро следует за позднеюрским, отделяясь от него небольшим снижением активности и, возможно, составляя с ним одно целое. Максимум фиксируется в аптском веке, и для этого пика в первую очередь

следует отметить такие системы Восточно-Тихоокеанского пояса, как Андскую, Аляскинскую, Южной Сьерры-Мадре.

В дальнейшем общая распространенность этого вулканизма уменьшалась до палеоцена и затем снова быстро нарастала, формируя четвертый пик. Напомним, что для кайнозоя мы включили в исходные материалы данные по регионам, расположенным в современных зонах перехода от континента к океанам. Там наряду со спредингом широко проявлялись субдукция и островодужный вулканизм. Эти данные вместе с информацией по ряду других систем (Зондской, Тайваньско-Филиппинской, Новозеландской и др.) определили самый высокий четвертый пик. Однако своеобразие его в том, что мы не знаем, достиг ли он своего максимума. Самая высокая островодужная активность наблюдается в современную эпоху и никто пока не может сказать, что же будет дальше.

Отметим еще, что современная активность максимальна для всего фанерозоя. По масштабам к ней приближалась только среднеордовикская. Это следует иметь в виду во всех актуалистических сопоставлениях – и в области эволюции состава земной коры, атмосферы и гидросферы, и в палеотектонических обобщениях.

Таким образом, в развитии островодужного вулканизма чередовались периоды его общего усиления и ослабления. Ритмичность в этом чередовании не имеет явного характера. Пики усиления разделяются разными временными интервалами – 40, 60 и более млн. лет. Но такие пики, как майский, позднесилурийский, камюрский, позднетриасовый, аптский и современный обнаружили четкую периодичность в 100 - 110 млн. лет. По-видимому, эта проблема требует еще дальнейшего изучения. Однако очевидно, что эпохи активизации островодужного вулканизма отвечают глобальным фазам преобладания сжатия и субдукции. Из них наиболее мощной является современная.

Следует отметить смещение во времени этих фаз преобладания сжатия по отношению к фазам преобладания растяжения и спрединга, которые выражались в расширении масштабов формирования офиолитов. Среднекембрийский пик следовал за раннекембрийской фазой офиолитообразования, лландейлский – за лланвирнской, позднесилурийский – за раннесилурийской (очень слабой), франский – за эйфельской, намюрский – за визейской, позднетриасовый – за среднетриасовой, аптский – за неокомской и современный – за миоценовой. Только для небольшого позднеюрского пика нет соответствующей офиолитовой фазы, а в остальных случаях смещение во времени составляло 10 - 15 млн. лет.

На гистограмме изменений распространенности наземного вулканизма окраинно-континентальных поясов отчетливо проявились пять пиков и общая тенденция к нарастанию (см. рис. 1). Реальность и масштабы такой тенденции для нас не вполне очевидны, поскольку подобная закономерность может быть обусловлена лишь возрастающими в глубь истории трудностями возрастного датирования континентальных вулканитов. Поэтому мы не исключаем, что истинные масштабы развития окраинно-континентальных поясов в палеозое могли быть намного больше.

Первый из пяти небольшой среднедевонский пик был связан с вулканизмом Северо-Аппалачского пояса и центральной части Урало-Охотского пояса. Второй, раннепермский, определялся событиями в Средиземноморском поясе и также в Урало-Охотском. Третий, позднетриасовый, связан с континентальными поясами в Сихоте-Алиньской и Андской системах и в Восточно-Австралийской области. Затем этот тип вулканизма практически исчезает к рубежу между средней и поздней юрой. Вообще, чрезвычайная пассивность в отношении любых форм вулканизма средней юры удивительна и пока ей нет объяснения.

Начиная с поздней юры, масштабы окраинно-континентального известково-щелочного вулканизма резко возросли на востоке Азиатского континента, и в конце раннего мела в альбском веке был мощный четвертый пик, который определили планетарные по масштабам извержения в Охотско-Чукотском поясе, протягивавшемся на юг до Катазии.

Пятый, такой же резкий пик приурочен к эоцену и его определил соответствующий вулканизм в Средиземноморском поясе (Памиро-Гиндукушская, Транс-Гималайская, Малокавказско-Иранская системы), на востоке Азии, в Андской системе и других регионах. В дальнейшем масштабы извержений относительно уменьшились, но общий их уровень все же превышал альбский пик.

Итак, новейшую геологическую эпоху следует признать уникальной по интенсивности вулканических процессов на континентах и их окраинах. Ее отделяют от предшествующего пика вулканизма (апт-альбского) около 100 млн. лет. Если выявленная нами периодичность 100 - 110 млн. лет действительно реальна, нам на Земле может быть в следующие первые миллионы лет следует ожидать еще более грандиозных вулканических процессов?

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Главной формой интрузивного магматизма в подвижных поясах было внедрение гранитоидов, и оно отражено в наших таблицах (Хаин, Сеславинский, 1990, 1992), причем в обобщенном виде без подразделения на петрохимические типы. В этом не было необходимости, так как ставилась задача выявления наиболее общих закономерностей, и частные явления, как, например, локальные внедрения плагиогранитов или габбро в ранние и зрелые стадии развития подвижных систем не принимались во внимание. Основная масса учтен-

ных нами интрузий сложена такими ассоциациями, как гранит-лейкогранитовая, лейкогранит-аляскитовая, монцонит-гранодиорит-сиенитовая, гранодиорит-гранитовая, гранит-мигматитовая и габброгранитная. Усиления масштабов гранитообразования показаны утолщением соответствующего знака, и при анализе общей ситуации эти утолщения оценивались по трехбалльной системе от минимальных (1 балл) до максимальных (3 балла), не считая нулевых значений для тех периодов времени, когда такой магматизм совсем не проявлялся. Итоги суммирования всех данных представлены на гистограмме (рис. 2).

Продолжительность фаз гранитообразования в конкретных структурах была различной, но по этому признаку выделяются два характерных интервала – около 20 и около 50 - 60 млн. лет. Примерами первого могут быть среднедевонская фаза гранитизации Казахстано-Тянь-Шаньской области или раннемеловая Олойской системы, а второго – карбоновая Центральноевропейской области или поздеюрско-меловая Аляскинской системы. Однако были и совсем кратковременные вспышки (например фаменская в Кордильерской системе).

Периоды усиления общей активности интрузивного магматизма в каждом из пяти подвижных поясов не совпадали во времени. В Северо-Атлантическом поясе это были силур и ранний девон, в Средиземноморском – карбон и олигоцен-миоцен. В Урало-Охотском поясе в палеозое намечается два таких периода – среднедевонский и самый масштабный позднекарбоновый - раннепермский. В Западно-Тихоокеанском поясе подобных периодов было три – в девоне, в поздней перми - раннем триасе и в мелу. В Восточно-Тихоокеанском поясе отчетливо проявился позднепермский период, намного слабее выражен позднесилурийский и очевиден меловой период.

Различные тенденции в эволюции гранитообразования в отдельных поясах сгладили друг друга при глобальном обобщении и на нашей гистограмме отчетливо выявились два периода самого мощного усиления процессов внедрения гранитоидов – пермский и меловой. Тогда граниты формировались во всех подвижных поясах и это были явления планетарного характера.

Кроме того, на графике намечаются и другие периоды усиления гранитообразования. Первый из них – среднекембрийский. В это время внедрение гранитоидов происходило главным образом в Казахстано-Тянь-Шаньской, Алтае-Северомонгольской областях и в Перуанско-Боливийском сегменте Анд.

Второй период более продолжителен и охватывает время от позднего ордовика до конца карбона. Внутри него выявились три особенно активные фазы. Первая из них – ашгильская, когда гранитообразование происходило во многих структурах, но наиболее мощно – в Казахстано-Тянь-Шаньской, Катазиатской и Лахланской. Вторая фаза – позднесилурийская, когда гранито-

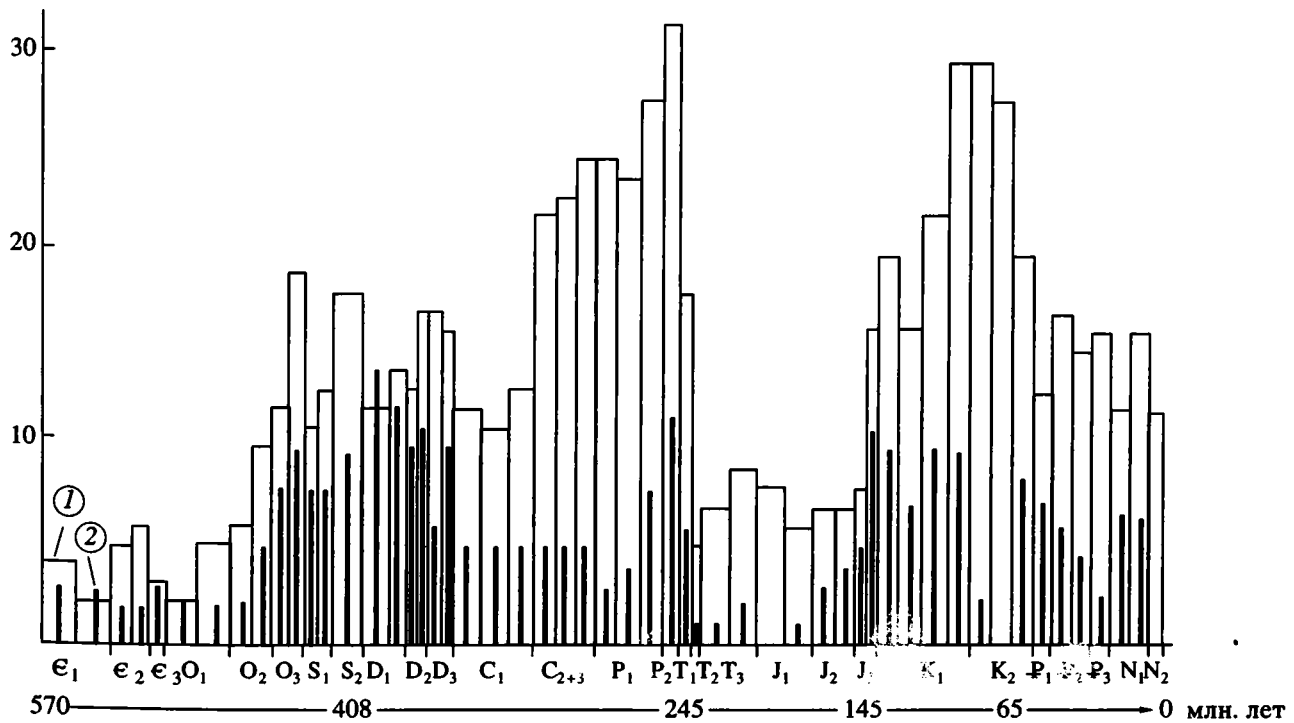


Рис. 2. Изменения в интенсивности гранитообразования (*1*) и регионального метаморфизма (*2*) в фанерозое. По вертикальной шкале – условные баллы.

иды внедрялись также во многих регионах, а максимальные масштабы отмечаются в Казахстано-Тянь-Шаньской области. Третья фаза приурочена к живетскому и франскому векам девона. От предыдущей ее отделяет отчетливое снижение с очень небольшим промежуточным увеличением в эмсе. В конце среднего девона гранитообразование наиболее мощным было в Аппалачской и Лахланской системах.

Третий период продолжался в течение среднего - позднего карбона и перми, и в нем было две фазы усиления – позднекарбоновая и максимальная за весь фанерозой – позднепермская. В позднем карбоне наибольшие масштабы гранитизации были в Западно-Европейской области. В поздней перми гранитообразование проявлялось в большинстве из тех структур, в которых к концу палеозоя сохранился подвижный режим – в 16 из 23. Особенно мощным этот процесс был в Центральной Азии и Южно-Тянь-Шаньской системе и Алтае-Северомонгольской области.

Четвертый период гранитообразования имеет очень широкий возрастной диапазон. Он начался еще во второй половине поздней юры, когда гранитизация охватила Верхоянскую, Японскую, Амуро-Охотскую, Памиро-Гиндукушскую, Аляскинскую и другие системы. Резкий спад активности фиксируется на рубеже мела и палеогена и он определялся завершением данных процессов в Переднеазиатской области и на северо-западе Западно-Тихоокеанского пояса. Таким образом длительность периода – около 80 млн. лет и, вероятно, здесь произошло наложение двух более коротких периодов. Граница между ними намечается по небольшому спаду в активности в готериве и барреме (120 - 130 млн. лет). Тогда первый из них включает позднюю юру и неоком, а второй – время от апта до конца мела. Во время максимальных масштабов гранитообразования в начале позднего мела внедрение интрузий происходило в 16 из 42 подвижных систем. Это была кульминация коллизионных процессов в структурах, обрамлявших Тихий океан.

Представляет также интерес длительный период очень слабого гранитообразования от среднего триаса до начала поздней юры (около 90 млн. лет). Граниты этого возраста известны только в 2 - 3 системах и лишь в конце позднего триаса. Гранитоиды Циньлиньской и Юньнань-Малайской систем определили небольшое повышение общего уровня гранитизации. Напомним о снижении в середине юры масштабов офиолитообразования и островодужного вулканизма. Все вместе это дает основание говорить для данного периода о глобальном спаде тектонической активности.

В кайнозойской истории гранитообразования, как видно на графике, нет явной определенности. Но здесь играет большую роль фактор недостаточного эрозионного среза молодых подвижных систем. Учитывая такую особенность современного этапа, как исключительная широта проявлений островодужного вулканизма, можно высказать предположение о том, что формирование гранитоидов также должно было усиливаться в масштабах к концу неогена.

Начало мелового периода усиления гранитообразования отделяет от предшествующего пермского 120 млн. лет. Именно такие интервалы разделяли и аналогичные палеозойские периоды. Если подобная периодичность не изменилась до сих пор, то настоящее время – зарождение следующего этапа.

Более мелкие фазы гранитизации следовали друг за другом через 40 - 45 млн. лет. Их можно различить на гистограмме: томмот, средний кембрий, арениг, поздний ордовик, поздний силур, поздний девон, конец раннего карбона, конец карбона - начало перми, конец перми, конец позднего триаса, средняя юра (очень слабая), неоком, альб, начало эоцена, конец миоцена. Эта периодичность совпадает с общим ритмом проявления островодужных процессов (40 млн. лет) и с глобальными тектоническими циклами. Расширение гранитизации в середине палеозоя соответствует во времени завершению каледонского цикла, пермский максимум - конец герцинского, гранитизация конца юры - начала мела – завершению киммерийского цикла, а современная эпоха, вероятно, заканчивает альпийский цикл.

Проявления регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой и более высоких фаций в подвижных поясах были приурочены к тем же районам и палеотектоническим обстановкам, что и магматизм. В нашем обобщении учтены только наиболее масштабные явления, которые охватывали значительные площади и часто сопровождались становлением гранит-гранодиоритовых плутонов. Продолжительность метаморфизма была очень разной – от первых млн. лет до 20 - 30 млн. лет, например, в Японской системе в конце юры и начале мела. Как правило, метаморфизм во времени короче периодов проявления гранитизации. В каждом конкретном регионе развитие метаморфизма и его соотношение с магматическими и тектоническими процессами были разнообразными. При этом метаморфизм во многих случаях опережал гранитизацию.

Общая оценка эволюции масштабов регионального метаморфизма, которая представлена на рис. 2, имеет достаточно условный характер. Разработка количественной методики определения и детальный анализ всех проявлений метаморфизма с надежными датировками – это важные задачи будущих исследований. В этой же предварительной оценке учитывались только хорошо известные факты, и если метаморфические процессы продолжались в течение всего анализируемого интервала времени, их интенсивность принималась равной 2 условным баллам, а в 1 балл они оценивались в случаях неполной продолжительности.

В итоге на гистограмме проявились периоды их увеличения, совпадающие в общем, как и следовало ожидать, с периодами усиления гранитизации. Из них первый – позднеордовикско-девонский, соответствующий во времени завершению каледонского тектонического цикла развития Земли. В его максимальную, раннедевонскую фазу процессы регионального метаморфизма развивались во всех структурах Северо-Атлантического пояса, в Циляньшаньской и Уральской системах, в Казахстано-Тянь-Шаньской области, в Катазиатской и Лахланской системах и Эквадорско-Колумбийском сегменте Анд. По палеомагнитным данным в это время усилилось сближение континентальных блоков Лавразии.

Второй период намечается в конце перми, но он намного скромнее, хотя гранитизация, как было показано выше, наиболее мощно проявлялась в поздней перми. В данный период метаморфизм широко проявлялся почти на всем протяжении Восточно-Тихоокеанского пояса (Кордильеры, Анды), а также в Новоанглийской, Юньнань-Малайской и ряде других систем.

После спада в триасе и вяло текущих процессов в ранней - средней юре первая мезозойская отчетливая кульминация была в конце поздней юры - неокоме. Это – время метаморфизма в Малокавказско-Иранской, Пенжино-Анадырской, Новозеландской, Кордильерской, Катазиатской и других системах. Следующая кульминация быстро следует за предшествующей и приурочена к апту - альбу. В данное время снова активны Малокавказско-Иранская, Кордильерская, Катазиатская системы, а также Зондская, Тайваньско-Филиппинская и Эквадорско-Колумбийская.

Затем период усиления был в конце мела - палеогене, когда продолжались процессы метаморфизма в Японской, а также в Сахалино-Хоккайдской, Аляскинской и Антильско-Карибской системах. Последняя кульминация приурочена к миоцену. В данном случае основной район – Средиземноморский пояс, но вполне вероятно, что метаморфизм широко проявлялся и в современных подвижных системах Западно-Тихоокеанского пояса и эта кульминация по масштабам намного больше предшествующей. Однако такие новейшие по возрасту метаморфиты еще не вскрыты эрозией и пока нам не известны.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ПЛАТФОРМ

Представления о чрезвычайно слабой тектонической активности платформ в настоящее время нуждаются в пересмотре в связи с новыми данными. Этот раздел публикации посвящен анализу следов тектонических процессов в фанерозойской истории всех платформ с целью выявления закономерностей в развитии эндогенных режимов такого типа структур.

Обобщены материалы по всем платформам, как древним с докембрийским фундаментом – Сибирской, Восточно-Европейской, Китайско-Корейской, Янцзы, Индостанской, Австралийской, Африканской, Северо-Американской, Южно-Американской и Антарктической, так и молодым, эпикаледонским и эпибайкальским – Дунбейской, Западно-Сибирской, Западно-Европейской, Туранской, Восточно-Австралийской, Скифской, Центрально-Казахстанской и Патагонской. Определялись временные интервалы следующих процессов: рифтогенеза, траппообразования, щелочнобазальтового и кимберлитового магматизма, щелочного среднего и кислого вулканизма, гранитизации (анорогенные граниты типа А) и интрузивного магматизма ультраосновного и щелочного состава. Все эти данные сведены в итоговую корреляционную таблицу (рис. 3).

Анализ изменений в общей интенсивности проявлений проведен для рифтогенеза, траппообразования и щелочного магматизма. Анорогенные граниты не учитывались по причине их сравнительно слабой распространенности. Методика подсчетов была в общем такая же, как для процессов в подвижных поясах, но более простая, так как недостаток материалов не позволил оценить масштабы анализируемых явлений в конкретных структурах. Поэтому любое достаточно известное событие оценивалось для данного временного интервала в 1 условный балл и затем после простого суммирования были построены гистограммы (рис. 4). Лишь условно выделенный нами рифтогенез в раннем и среднем палеозое на Африканской и Австралийской платформах принимался равным 0.5 балла. Это, безусловно, довольно приблизительный, полуколичественный анализ.

Рифтовые зоны на платформах периодически возникали и развивались в течение всего фанерозоя, фиксируя тектонические обстановки растяжения земной коры. Длительность рифтогенеза в конкретных структурах сильно варьирует, достигая, например, 80 - 85 млн. лет в Скалистых горах и Южной Оклахоме на Северо-Американской платформе. Более длительные проявления рифтогенеза на Западно-Европейской и Африканской платформах, показанные на рис. 3, суммируют сведения о рифтовых процессах из разных районов этих структур. Для Европы это позднепермский - раннетриасовый субширотный рифт в районе Северного моря и триасово-раннеюрский Датско-Польский авлакоген. Для Африки – позднеюрско-раннемеловая Центрально-Африканская система, раннемеловая Западно-Африканская система, позднемеловой - палеогеновый рифтогенез залива Сирт и палеоген-неогеновый Африкано-Аравийский пояс. Минимальная длительность комплекса процессов, отвечающих понятию рифтогенез, – около 20 млн. лет и таких примеров много (среднеюрский рифт Карнарвон Австралии и др.), но наиболее типична длительность около 50 млн. лет.

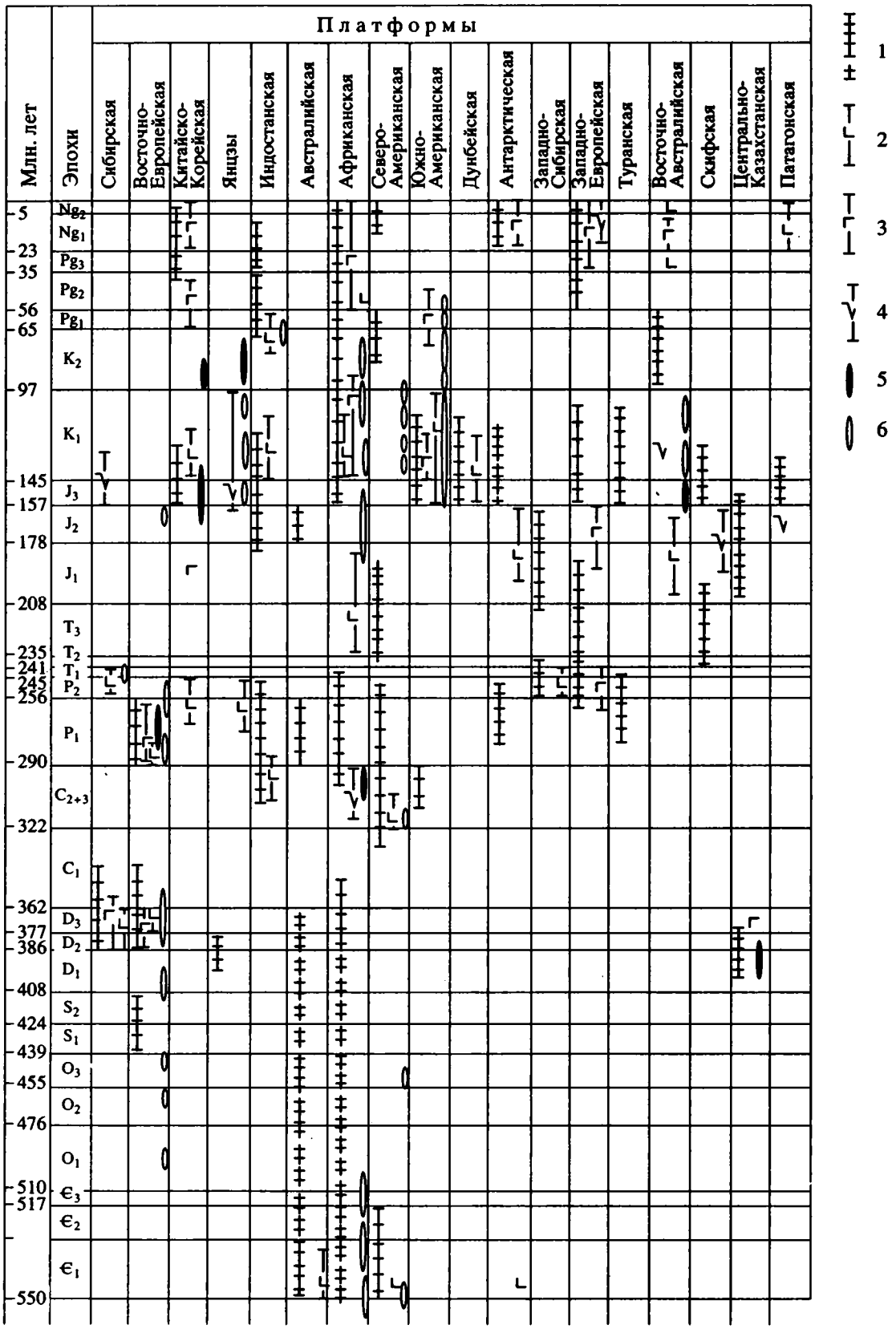


Рис. 3. Схема корреляции рифтогенных и магматических процессов на континентальных платформах Земли для фанерозоя
1 – рифтогенез (пунктир – предполагаемый), 2 – траппообразование, 3 – излияния щелочных базальтов, 4 – извержения кислых и средних щелочных и известково-щелочных вулканитов, 5 – внедрения анорогенных гранитоидов типа А, 6 – внедрения щелочных интрузий и ультраосновных комплексов.

В раннем палеозое, как это уже отмечалось ранее (Милановский, 1983), рифтогенез в типичном виде проявлялся очень слабо (рис. 4). Мы его отмечаем для севера Африки (авлакоген Угарта), Аравии (Пальмирский авлакоген) и Австралии (авлакоген Амадиес, а также троги Перт Карнарвон и другие на западе платформы). Кроме того, так называемый окраинный рифтогенез проявлялся в раннем и среднем кембрии в Предкордильерской зоне Северной Америки и в силуре, в начале среднего палеозоя формировался грабен Осло на севере Европы.

Первое в фанерозое заметное усиление рифтообразования приурочено к середине девона, когда погружались такие рифты, как Вилюйский в Сибири, Днепровско-Донецкий, Припятский, Вятский, Доно-Медведицкий, Печорский и другие на Восточно-Европейской платформе, Угарта в Африке, Нандан и Цинчжоу на платформе Янцзы и ряд впадин Центрального Казахстана. Развитие большинства из них прекратилось к концу девона, а некоторые (Донбасс) после полного заполнения осадками испытали в карбоне деформации сжатия. К середине карбона процессы рифтообразования повсеместно угасли.

Следующий пик рифтогенеза готовился на платформах с позднего карбона и его кульминация – артинский и кунгурский века ранней перми. В это время были активны такие структуры, как грабен Осло, система грабенов Нармада–Сон-Дамодар Индостана, грабен Фицрой Австралии, системы грабенов Замбези и Рухуху юга Африки, рифты Скалистых гор и Южной Оклахомы Северной Америки, Амударьинский рифт Туранской плиты и другие. В пространстве наблюдается их концентрация преимущественно в восточной половине Гондванского суперконтинента.

Третий, самый значительный и резкий пик фиксируется в поздней юре - неокоме. Бóльшая часть из рассматриваемых нами платформ испытывала в это время растяжения, которые сопровождались рифтогенезом. В их числе: Китайско-Корейская с проявлениями раннеяньшаньского рифтогенеза на севере и северо-западе, Индостанская с рифтами в ее юго-восточной части, Африканская с Центрально- и Западно-Африканской рифтовыми системами, Южно-Американская с рифтами Салидо, Колорадо, Сан-Хорхе и другими, Западно-Европейская с рифтогенезом севера Германии и Северного моря, Скифская с рифтами района Сиваша и другие. Данная кульминация рифтогенеза приурочена, как и предшествующая, к Гондванскому суперконтиненту, причем как к восточной, так и к западной его частям.

В олигоцене начался и в неогене усиливался процесс развития современной генерации рифтовых зон на некоторых платформах Гондванской (рифты Восточной Африки, Аравии, Антарктиды) и Лавразийской группы (рифтовые системы на востоке Китайской и западе Северо-Американской платформ). Можно предположить, что это усиление продолжается и еще не достигло своего пика в современную эпоху.

Наш анализ траппообразования выявил в фанерозое два существенных события – позднепермское-раннетриасовое и раннемеловое (рис. 4). Первое из них определялось траппами Сибири, Таримского блока, Сикан-Юньнанского поднятия платформы Янцзы и севера Западно-Европейской платформы. Второе событие связано с трапповыми магматическими процессами в неокоме на севере Китайско-Корейской платформы, в районе Раджмахал Индостана, в Намибии Африканской платформы, в бассейнах Параны и Мараньон Южной Америки. Оба пика совпадают во времени с соответствующими во времени кульминациями рифтогенеза.

В течение большей части палеозоя траппообразования вообще не было, исключая траппы Антрим Австралии и некоторые другие раннего кембрия, средне-позднедевонские траппы Вилюйского авлакогена Сибири и Днепровско-Донецкого Восточно-Европейской платформы, а также ряд проявлений позднего палеозоя (рис. 3). Мезозой в отличие от этого в целом более активен, что отражает усиление общей тектонической подвижности на платформах в связи с распадом Гондваны.

Продолжительность траппообразования в конкретных регионах была различной, но в последнее время для ряда наиболее крупных и хорошо изученных трапповых провинций получены данные, свидетельствующие о том, что процесс извержения базальтов и внедрения даек и силлов оказывается очень кратким во времени, несмотря на большие площади и объемы. Так для Декана в Индии установлена почти точная приуроченность траппового магматизма к границе мела и палеогена (Gavey, Courtillot, 1989). Для Тунгусской провинции Сибири такая же приуроченность с точностью порядка

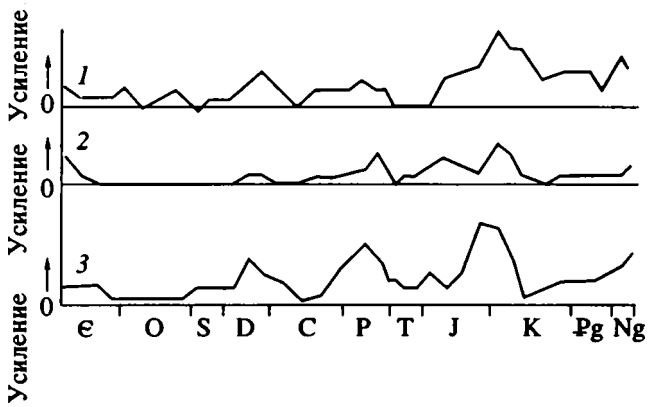


Рис. 4. Изменения в интенсивности рифтогенных и магматических процессов на всех континентальных платформах Земли в фанерозое.

1 – рифтообразование, *2* – трапповый магматизм, *3* – щелочной магматизм. По вертикальной шкале – условные баллы.

4 млн. лет обнаружена в отношении границы перми и триаса (Campbell *et al.*, 1992). Наконец, для провинции Парина получена датировка, отвечающая границе юры и мела (Renne *et al.*, 1992). Следует оговориться, что на нашей корреляционной схеме мы еще не смогли учесть эти новые данные и показали несколько бóльшую продолжительность траппового магматизма Декана и Параны.

Данные по щелочному магматизму включают все сведения об интрузивной и эффузивной деятельности соответствующего состава на платформах.

Материалы по ультраосновным комплексам в таблице объединены со щелочными интрузиями. Учтены такие данные по проявлениям известково-щелочного вулканизма и наша гистограмма (рис. 4) обобщила все эти сведения.

В итоге в развитии магматизма на платформах в течение фанерозоя выявились сравнительно слабый общий фон и три периода некоторой активизации. Первый приурочен к среднему - позднему девону и связан главным образом с такими структурами, как Вилюйский авлакоген, Сибирский и Днепровско-Донецкий и Припятский авлакогены Восточно-Европейской платформ. К этому же времени относится формирование кимберлитов в Архангельской области. Второй период – пермский определялся событиями на севере Восточно-Европейской платформы в районе грабена Осло, где происходили извержения щелочных базальтов и внедрялись интрузии щелочного состава.

Третий, более масштабный период проявился в раннем мелу. Ему предшествовало усиление магматической активности в средней и поздней юре на Африканской (щелочные массивы плато Джос, Нигерия и Западной Африки) и Южно-Американской (щелочные интрузии на юго-востоке) платформах, в провинции Нижняя Янцзы (щелочные базальты и щелочные массивы) и в других районах. В раннем мелу щелочной магматизм охватил районы Аравийско-Нубийского свода и расширился на юго-востоке Южной Америки и на востоке платформы Янцзы. Кроме того, щелочные массивы внедрялись на Северо-Американской платформе (между грабенами Оттавы и Св. Лаврентия) и на молодой Восточно-Австралийской платформе.

Кайнозой завершается новым периодом существенного усиления магматизма, зародившимся в начале неогена. Здесь следует отметить преимущественно широкие излияния щелочных базальтов в Африкано-Аравийском рифтовом поясе, в рифтах восточного Китая, в Нижнерейнском грабене Западной Европы, на востоке Австралии и в ряде районов Антарктиды. Можно предположить, что в неогене формировались и интрузии, но они не вскрыты эрозией. В этом случае масштабы современной активизации платформенного магматизма могли быть еще бóльшими.

Таким образом, на платформах на фоне весьма стабильных тектонических условий, существовавших десятки миллионов лет, выделяются периоды резкого усиления тектонической и магматической активности и можно предполагать глобальный источник наиболее крупных из этих эндогенных возмущений. Таких периодов было три – средний - поздний девон, пермь и поздняя юра - ранний мел и они на поверхности проявлялись, как правило, в растяжениях, рифтогенезе, траппообразовании и щелочном магматизме. Несколько слабее, но достаточно отчетливо выражено еще одно такое же глобальное событие конца кайнозоя - современный эпохи. Оно не завершено и трудно прогнозировать тенденцию.

Сравнение трех гистограмм на рис. 4 позволяет говорить о безусловной корреляции рассмотренных нами внутриплатформенных тектонических и магматических событий во времени. Обращает на себя внимание опережение во времени пиков рифтогенеза по отношению к двум другим анализируемым процессам на 15 - 20 млн. лет. Общая периодичность выделенных нами событий – около 120 млн. лет и она определяется пульсациями в эндогенной активности Земли. Пространственное расположение конкретных областей активизации диктуется мантийными конвективными процессами и полем напряжений, свойственным данной платформе.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ

Анализ палеотектонического развития континентов, подвижных поясов и океанов подтверждает известное представление о непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. Тектонические движения охватывают большую часть объема Земли, протекают постоянно и обнаруживают при этом в отдельные эпохи резкое возрастание интенсивности, приводящее к существенным качественным изменениям и перестройке структурного плана и внутренней структуры тектоносферы. Из этих максимумов тектонической активности более мелкие, проявляющиеся в пределах относительно ограниченных площадей (зон) в течение не более 1 - 2 млн. лет, мы называем тектоническими фазами, а более крупные, представляющие группу сближенных во времени фаз длительностью не более 15 - 20 млн. лет и обнаруживающие относительную одновременность в планетарном масштабе – тектоническими эпохами. Группа тектонических эпох составляет тектоническую эру продолжительностью около 150 млн. лет, эквивалентную тектоническому циклу Бертрана (каледонскому, герцинскому, киммерийскому и альпийскому).

Далее следует краткий анализ главных фанерозойских тектонических деформаций с целью выделения в истории Земли основных тектонических эпох и эр, то есть проведения глобальной

тектонической периодизации. В этом обзоре основой для нас будут уже упоминавшиеся в предшествующих разделах схемы корреляции главных тектонических, магматических и метаморфических процессов.

На этих схемах в составе другой информации указаны время и масштабы тектонических деформаций в 29 палеозойских и в 42 мезозойско-кайнозойских подвижных системах, включающих практически все основные элементы фанерозойских подвижных поясов. Эти материалы были суммированы. При подсчетах учитывалось и количество систем, в которых в ту или иную эпоху проявились деформации, и масштабы таких проявлений по четырехбалльной системе. Небольшие проявления, длительность которых была меньше продолжительности данного интервала времени, оценивались в 1 балл. Примером может быть складкообразование в конце раннего кембрия в Антиатласе. Если же деформации продолжались весь интервал, как в палеоцене Аляскинской системы – то в 2 балла. В 3 балла оценивались деформации средней интенсивности в течение всего интервала (в начале миоцена в Тайваньско-Филиппинской системе) и в 4 балла – сильная (главная) складчатость также за весь интервал (в поздней перми в Северных Андах). Неполное во времени проявление деформаций сильной и средней интенсивности снижало оценку на 1 балл. Конечно, такая система оценок схематична и, вероятно, в ряде случаев субъективна. Но, к сожалению, иного подхода к глобальной оценке интенсивности складчато-надвиговых деформаций пока нет и мы надеемся, что первая такая полуколичественная прикидка все же выявила наиболее общие закономерности.

На гистограмме прежде всего обращает на себя внимание ярко выраженная пульсационность процесса (рис. 5). Резкие усиления разделяются глубокими ослаблениями. На фоне этих пульсаций намечаются периоды более общего усиления тектонической активности, совпадающие со средними и завершающими стадиями каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской тектонических эр. Ряд эпох тектогенеза образует во времени сгущения, приуроченные к этим периодам. Первое из них охватывает время от конца ордовика до девона включительно, второе – середину - конец карбона и пермь, третье – конец юры и ранний мел и четвертое – конец эоцена, олигоцен и неоген. Рассмотрим их теперь более подробно.

В самом начале палеозоя сравнительно небольшое усиление тектонической активности фиксируется в середине кембрия и здесь выделяется майский век – апогей салирской эпохи тектогенеза. Наибольшие по масштабам деформации происходили в эту эпоху в Казахстано-Тянь-Шаньской и Алтае-Северомонгольской областях. Напомним, что с концом среднего кембрия связаны отчетливые пики гранитообразования и формирования островодужных комплексов (см. рис. 1). Таким образом, нет сомнений в глобальном характере салаирской эпохи тектогенеза, маркирующей в тектонической истории Земли усиление сжатия. Близкие масштабы имела грампианская эпоха, которая проявилась в тремадоке. Тогда деформации происходили в Британии, Скандинавии и Лахланской системе Австралии.

После некоторого спада в арениге со среднего ордовика зарождался *первый* фанерозойский период мощного усиления эндогенной активности, продолжавшийся до конца девона. Он включал несколько сближенных во времени эпох тектогенеза. Первая из них – таконская, имела максимум в ашгильском веке. Это было время мощных деформаций в Аппалачской и Британо-Скандинавской системах, в Казахстано-Тянь-Шаньской области, в Лахланской системе, Чилийско-Аргентинском сегменте Анд и в ряде других регионов. В данную эпоху фиксируется также резкое усиление гранитообразования и метаморфизма.

Следующая эпоха тектогенеза – арденская, или скандская, приурочена к позднему силуру. Она завершает каледонскую эру тектонического развития и выражена очень ярко. Складкообразование и другие деформации фиксируются в это время во всех подвижных поясах, но наиболее энергично в Британо-Скандинавской и Лахланской системах и в Казахстано-Тянь-Шаньской области. С поздним силуром связаны также пики гранитообразования и островодужного вулканизма и резкий минимум в формировании офиолитов (рис. 1, 2). Это время и возрастания средних скоростей осадконакопления и проявления глобальной регрессии (Сеславинский, 1987). Комплекс перечисленных признаков указывает на исключительно важную роль арденской эпохи в общем тектоническом развитии Земли; она также, безусловно, имеет характер планетарной эпохи сжатия.

Начало раннего девона по сравнению с поздним силуром – время относительного тектонического покоя. Угасли тектонические процессы во всех структурах Урало-Охотского пояса и во многих других снизились масштабы гранитизации, но начался энергичный рост офиолитообразования. Некоторое исключение здесь – региональная складчатость в Центрально-Европейской системе, охватившая каледонские осадочно-вулканогенные комплексы в конце жединского века. Конец раннего девона (эмский век) по своим палеотектоническим критериям противоречив. Усиление складкообразования и гранитизации позволяет предположительно выделить в эмсе еще одну эпоху тектогенеза. Но, с другой стороны, это время очень глубокого спада активности островодужных процессов и нарастания офиолитообразования. Природа такого сочетания остается пока непонятной.

Более отчетливо проявилась с пиком в живетском веке следующая эпоха тектогенеза – акадская. Деформации происходили в Аппалачах,

Скандинавии, Центральной Европе, Восто́чной Австралии и других районах. В данную эпоху усиливаются гранитообразование и развитие островодужных комплексов. Еще одну эпоху тектогенеза, последнюю в рассматриваемом втором периоде, можно выделить в конце девона, в фамене. Она близка во времени к традиционной бретонской эпохе, но последнюю обычно датируют турнейским веком. Однако в турне общая интенсивность деформаций, гранитизации, метаморфизма и островодужного вулканизма резко снизилась и складчатые процессы очень мощно проявились только в Западно-Европейской области. Напротив, в фамене складчатость широко развивалась в целом ряде подвижных систем – Иннуитской, Аппалачской, Уральской, Перуанско-Боливийской и др., и в это же время сохранялись на высоком уровне масштабы внедрения гранитов и метаморфизма.

Второй период общего усиления тектонической активности растянут во времени от визейского века до конца перми. Он, как и предыдущий, включает ряд эпох и обнаруживает постепенное нарастание с максимумом в поздней перми. В намюре проявилась судетская эпоха тектогенеза. Конец раннего карбона – время мощных деформаций в ряде структур Средиземноморского пояса, Восточно-Австралийской области, Кордильерской системы и др., а также усиления гранитообразования. Островодужные процессы и офиолитообразование сократились в своих масштабах и такая тенденция продолжалась до конца палеозоя, отражая постепенное изменение форм тектонических процессов в связи с нарастанием масштабов коллизионного орогенеза, обусловленного столкновением континентов, группирующихся в Пангею II.

Позднекарбоновая астурийская эпоха была более энергичной, чем судетская. Это время главной складчатости в варисцидах Западно-Европейской области, в Уральской системе и в других структурах. Кроме того, в конце карбона фиксируется расширение процессов гранитизации, которые проявились во всех подвижных поясах, но более всего в Средиземноморском и Урало-Охотском.

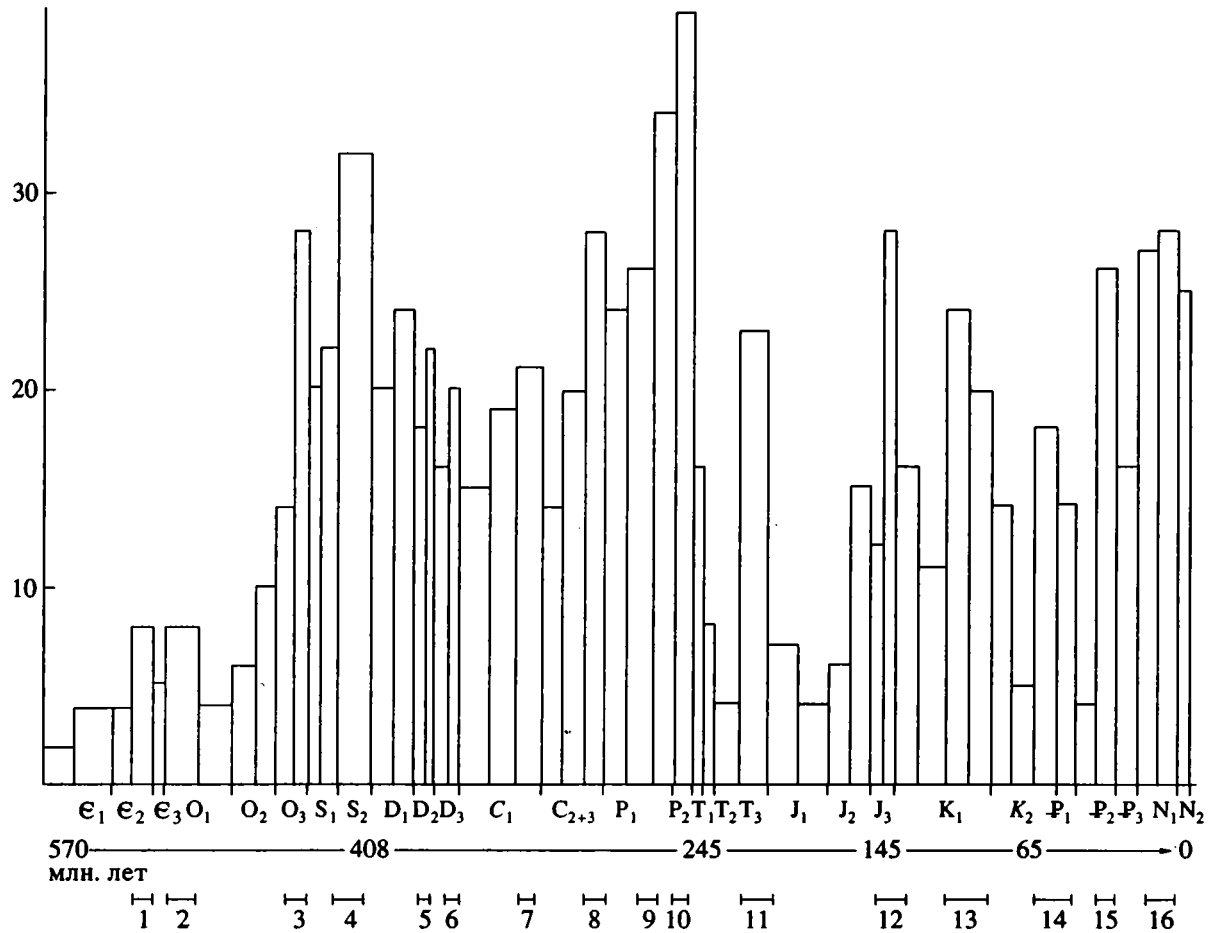


Рис. 5. Изменения в интенсивности тектонических деформаций в фанерозое и эпохи тектогенеза, обозначенные линией с цифрой в нижней части рисунка.

1 – салаирская, 2 – грампианская, 3 – таконская, 4 – арденская, 5 – акадская, 6 – бретонская, 7 – судетская, 8 – астурийская, 9 – заальская, 10 – пфальцская, 11 – раннекиммерийская, 12 – позднекиммерийская, 13 – австрийская, 14 – ларамийская, 15 – пиренейская, 16 – аттическая. По вертикальной шкале – условные баллы.

Последние в палеозое эпохи тектогенеза – заальская и пфальцская – приурочены ко второй половине перми с максимумами в артинском веке и в поздней перми. В конце перми деформации происходили в большинстве подвижных структур. В Эквадорско-Колумбийском сегменте Анд, в Кордильерской, Обь-Зайсанской и Гоби-Хинганской системах формировалась линейная складчатость общего сжатия. В конце ранней перми и особенно в позднепермскую эпоху гранитизация достигла максимального за палеозой значения и усилились метаморфические процессы. Все это говорит о господстве сжимающих напряжений и коллизионных орогенных режимов и согласуется с реконструкциями, отображающими становление к концу палеозоя Пангеи II. Безусловно, поздняя пермь – глобальная эпоха тектогенеза, несмотря на резкое снижение интенсивности всех форм вулканической деятельности.

После пфальцской эпохи общая тектоническая активность снижалась до начала позднего триаса. Завершилась герцинская эра. Уменьшились масштабы гранитизации и регионального метаморфизма. Во всех подвижных поясах преобладала обстановка растяжения и усилился спрединг, о чем говорит отмечавшийся выше среднетриасовый пик офиолитообразования. Это одновременно было началом новой киммерийской эры и первая ее тектоническая эпоха – раннекиммерийская приурочена к концу позднего триаса. Данная эпоха контрастна. С одной стороны, рифтогенез, растяжения и регенерация подвижного режима проявлялись в западной половине Средиземноморского пояса, но с другой – сильная складчатость была в его восточной части. Складкообразование и другие деформации происходили в Кавказско-Копетдагской, Малокавказско-Иранской, Памиро-Гиндукушской, Гималайской, Куньлуньской, Циньлиньской и Юньнань-Малайской системах, а также на севере Кордильерской системы. Это определило резкий пик на нашей гистограмме тектонических деформаций, удивительно синхронный с ярким пиком островодужного вулканизма и некоторым усилением гранитизации и метаморфизма.

Затем последовал длительный спад тектонической активности на протяжении ранней и средней юры. Мы уже отмечали своеобразие и странность этого периода. Минимальными были масштабы всех проявлений и магматизма, и метаморфизма, и тектоники. Обращает на себя внимание приуроченность к данной паузе крупнейших извержений континентальных траппов на юге Африки, в Антарктиде, в Тасмании и в Патагонии (рис. 3). Лишь в конце средней юры фиксируется некоторое усиление деформаций в Кавказско-Копетдагской, Анюйско-Чукотской, Амуро-Охотской системах, в Верхоянье и Антарктандах.

Третий период общего усиления тектонической активности начинает позднекиммерийская эпоха и ее пик – конец поздней юры. В 16 системах во всех поясах с той или иной степенью интенсивности проявлялись разнообразные деформации. Нет сомнений в глобальном характере позднекиммерийской эпохи. Она завершает киммерийскую тектоническую эру и наиболее энергична в структурах обрамления Тихого океана – Верхояно-Колымской области, Японии, Новой Зеландии, Кордильер и Анд. С пиком деформаций вновь согласуется пик островодужного вулканизма, а также пик регионального метаморфизма и усиление гранитообразования. С начала поздней юры фиксируется еще и мощный рост офиолитообразования, но его пик еще впереди, в неокоме, и позднекиммерийская эпоха – единственный в мезокайнозое тектогенез, не предваряемый фазой усиления спрединга, но глобальные растяжения все же были, что доказывают отмеченные выше широкие раннесреднеюрские излияния платобазальтов.

Однако фаза спрединга следует сразу за поздней юрой в неокоме и включает также готерив и баррем. Неоком, как уже говорилось, время максимальных масштабов таких процессов и образования офиолитов. Извергались траппы Параны, юга Африки и Раджмахала. В это же время происходил резкий спад в проявлениях деформаций, островодужного вулканизма, метаморфизма и в готериве - барреме также гранитизации. Все события отражали начало альпийской эры. Не совсем ясное здесь исключение – расширение окраинно-континентального вулканизма.

В апте и альбе проявилась первая в альпийском цикле австрийская эпоха тектогенеза, которая, с другой стороны, завершила третий, позднеюрско-меловой период общего усиления тектонической активности. Главные деформации происходили в этой время опять в системах обрамления Тихого океана – Южно-Анюйской, Олойской, Сихотэ-Алиньской, Японской, Тайваньско-Филиппинской, Амуро-Охотской, Катазиатско-Южнокитайской, Аляскинской, Кордильерской, Антильско-Карибской, на севере Анд. Но кроме того и в Средиземноморском поясе: в Апеннинской и Атласской, Карпато-Балканской, Малокавказско-Иранской, Юньнань-Малайской и Индо-Бирманской системах. Усиление складко- и надвигообразования совпадает во времени с пиком островодужного вулканизма. С австрийской эпохой связаны также пиковые характеристики гранитообразования, метаморфизма и вулканизма континентальных поясов. В противофазе лишь офиолитообразование. Это, безусловно, глобальная эпоха сжатия и после нее общая тектоническая активность снижалась.

Новая эпоха тектогенеза – ларамийская приурочена к концу мела - палеоцену и противоречива по своему выражению. Она хорошо подтверждается материалами по деформациям, которые проявлялись в Карпато-Балканской, Корякско-Западнокамчатской, Олюторско-Восточнокамчатской, Сахалино-Хоккайдской, Японской, Тайваньско-Филиппинской, Аляскинской и других системах. Ей соответствовали еще широкие масштабы развития вулканических островных дуг, но уже с тенденцией

к сокращению. Это эпоха усиления метаморфических процессов, но быстрого спада гранитизации. Резко уменьшилось офиолитообразование, что может говорить об общей обстановке сжатия, однако именно в это время изливались базальты Декана. И в то же время быстро нарастала интенсивность наземного вулканизма в окраинно-континентальных поясах. Все же в целом ларамийская эпоха тектогенеза – безусловная реальность, а трудности ее обоснования заключаются, вероятно, в недостаточной пока изученности событий, происходивших в структурах современных окраин континентов, скрытых сейчас шельфовыми морями.

Такое замечание относится и к последующим, кайнозойским тектоническим эпохам. Пиренейская (инкская) эпоха проявилась в конце эоцена. Она начинает последний, *четвертый период* усиления тектонической активности. В это время очень энергичные складчатые и надвиговые деформации происходили в Альпийской, Динаро-Анатолийской и Малокавказско-Иранской системах. Впоследствии в перечисленных и в соседних с ними регионах установились условия орогенного режима. Инкская складчатость известна и на всем протяжении Анд, и в Кордильерах. Данный пик деформаций совпадает с усилением островодужного и окраинно-континентального вулканизма, невелики процессы офиолитообразования, но данные по гранитизации и метаморфизму вызывают сомнения по отмеченной выше причине слабой изученности.

Олигоцен – время преобладания растяжений. Существенно усилился окраинноморский спрединг и образование офиолитов, началось излияние базальтов в Патагонии, уменьшилась интенсивность проявления деформаций и островодужного вулканизма.

Последняя в кайнозое эпоха тектонической активности – аттическая – приурочена к позднему миоцену и, вероятно, к плиоцену и плейстоцену. Она более энергична, чем предыдущая. Средиземноморский пояс – главный район, где происходили деформации от Апеннин на западе до Индо-Бирманского и Зондского регионов на востоке. Кроме того, миоценовое и плиоценовое складкообразование известно на востоке Камчатки, на Филиппинах, в Новозеландской и Новогвинейской системах и в Андах. Напомним, что это время характеризуется исключительно широким островодужным вулканизмом, усилением регионального метаморфизма и, как это было типично для всех эпох высокой тектонической активности, снижением масштабов офиолитообразования. Аттическая эпоха продолжается и в наше время, то есть земная кора сейчас находится в целом в условиях преобладания сжатия. Эта особенность современного состояния поверхности Земли была выявлена ранее П.Н. Кропоткиным и другими исследователями.

Обращает на себя внимание определенная периодичность в фанерозойской тектонической эволюции Земли. Эпохи тектогенеза почти всегда разделялись интервалами 35 - 40 млн. лет, что в общем отвечает цикличности, подмеченной многими исследователями по данным анализа осадочных разрезов. Как правило, в противофазе данным эпохам находились периоды усиления офиолитообразования и извержения траппов, указывающие на обстановку растяжения.

Всего в фанерозое намечается 16 эпох тектогенеза (рис. 5). Почти все они уже были предусмотрены "каноном" Штилле, кроме грампианской (финнмарской, сардской, деламерской) в начале ордовика, которая оказалась отличной от среднекембрийской салаирской. Практически все эпохи имеют подлинно глобальное значение, проявляясь в разных, часто весьма далеко отстоящих друг от друга регионах. Вместе с тем ни одна из них не охватила все подвижные пояса соответствующей эпохи и даже все сегменты одного пояса. Кроме того, нельзя говорить, очевидно, о строгой синхронности в проявлении отдельных фаз.

Проявлением периодичности более низкого порядка, чем эпохи тектогенеза, служит чередование уже отмеченных выше четырех периодов глобальной активизации тектонической деятельности с периодами относительного покоя, течение которых не было плавным, а нарушалось второстепенными эпохами тектогенеза. Эти периоды активизации – поздний ордовик - девонский, поздний карбон - пермский, позднеюрско-раннемеловой и эоцен - неогеновый – соответствуют каледонскому, герцинскому, киммерийскому и альпийскому тектоническим циклам. "Главные" эпохи тектогенеза – позднесилурийская арденская, позднепермская пфальцская, позднеюрская позднекиммерийская и позднемиоценовая аттическая проявлялись в заключительной части циклов. Длительность этих циклов (циклов Бертрана) около 150 млн. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для сопоставления эволюции всех рассмотренных выше геологических процессов во времени мы составили сводную схему фанерозойских глобальных событий (рис. 6). В нее вошли все рассмотренные выше гистограммы. Кроме того, в схему включены кривые изменений уровня моря и трансгрессий и гистограммы общих изменений эндогенной активности в подвижных поясах и на платформах.

Наш анализ показал, что в фанерозое тектонические деформации, гранитизации, метаморфизм и вулканические процессы в том или ином масштабе проявлялись непрерывно в тех или иных районах Земли, но с разной интенсивностью. Выявилась такая закономерность, как общая синхронность пиков деформаций, островодужного вулканизма, регионального метаморфизма и часто гранитизации и вулканизма окраинноконтинентальных поясов. Как известно, все эти процессы свидетельствуют о высокой эндогенной актив-

ности и обстановке сжатия и их максимумы определяют эпохи тектогенеза.

Обобщающая гистограмма изменений эндогенной активности в подвижных поясах – средняя арифметическая по шести гистограммам, расположенным слева от нее (см. рис. 6). Мы не можем определить и сопоставить энергетику этих шести геологических процессов и понимаем условность итоговой гистограммы. Но она, по-видимому, наиболее адекватно отражает эндогенный "пульс Земли" и еще раз подтверждает реальность глобальных фаз тектогенеза, выделенных Г. Штилле, и четырех тектонических циклов, три из которых известны еще со времен Марселя Бертрана.

Эти циклы, в свою очередь, являются частями мегациклов (циклов Вилсона), продолжительность которых оценивается примерно в 600 млн. лет. В позднекембрийско-фанерозойской истории Земли выделяются два таких мегацикла. Первый из них охватывает время от существования Пангеи I до возникновения вегенеровской Пангеи II, и включает байкальский, каледонский и герцинский циклы. Первая часть этого мегацикла соответствует распаду Пангеи I, а вторая – объединению ее фрагментов, наращенных новообразованной континентальной корой, в Пангею II к концу палеозоя. Второй мегацикл представлен лишь первой своей частью – мезозойско-кайнозойским распадом Пангеи II, и в него входят киммерийский и альпийский циклы.

Поскольку в нашей работе за точку отсчета мы условились принять границу венд - кембрий, то мы не касаемся проявлений байкальского (кадомского, бразильского, панафриканского) тектонического цикла. Однако, рассматривая позднедокембрийско-палеозойский мегацикл в целом, следует учитывать, что его три цикла – байкальский, каледонский, герцинский, занимают разное положение в мегацикле и соответственно различны по своему значению. Байкальский цикл был подготовительным; тем не менее он привел к окончательной консолидации Гондваны в целом, к образованию обширной эпибайкальской платформы по западной, северной и северо-восточной периферии Гондваны, в дальнейшем, однако, подвергшейся частичной деструкции, а еще севернее – к созданию аналогичной Южно-Баренцевско-Печорской платформы.

Каледонский цикл занимает центральное место в мегацикле; начало его ознаменовалось значительной деструкцией континентальной коры (обилие офиолитов!), а конец сопровождался горо- и гранитообразованием и возникновением первой в фанерозое крупной генерации окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов. На каледонский цикл и самое начало герцинского приходится расцвет островодужного вулканизма. Именно с конца каледонского цикла – с девона, получил широкое распространение процесс вовлечения в горообразование обширных площадей более ранней кратонизации, прилегающих к орогенам.

Герцинский цикл играет роль заключительного в рассматриваемом мегацикле (его комплементарность по отношению к каледонскому отмечалась Н.С. Шатским). Начальное для него новообразование океанской коры в ряде структур приходится на ордовик - силур - первую половину девона и, по существу, совпадает с каледонским циклом. Деформации, региональный метаморфизм, гранитообразование, горообразование (молассы!) достигают своего максимума в перми. Но одновременно во второй половине этого цикла начинается новый период океанообразования, находящий свое завершение складко- и горообразованием уже в мезозое, следовательно, и здесь имеет место аналогичное перекрытие во времени начальных и заключительных стадий смежных циклов.

Киммерийский цикл открывал новый мегацикл в развитии Земли. Начальные условия этой эры фиксируются в середине триаса широкой деструкцией континентальной коры, рифтогенезом и усилением офиолитообразования. В ряде регионов, как уже говорилось, перечисленные процессы начались еще в конце палеозоя. Максимальная тектоническая активность была в конце поздней юры, в позднекиммерийскую тектоническую эпоху. Это время очень широкого проявления деформаций, островодужного вулканизма, метаморфизма, горообразования, а также усиления гранитообразования и на этом киммерийская эпоха закончилась.

Альпийский цикл, как и все другие, зарождался еще в заключительную стадию предшествующего, в поздней юре с усиления спрединга, пик которого был в неокоме. В начальную стадию эры интенсивность всех тектонических процессов (кроме спрединга) заметно снизилась. Затем проявились несколько тектонических эпох с последовательным нарастанием общих масштабов активности и наиболее энергична из них последняя аттическая в позднем миоцене и плиоцене. Это время характеризуется формированием современного очень расчлененного рельефа, исключительным островодужным вулканизмом, широким метаморфизмом и снижением офиолитообразования, то есть здесь проявлены все признаки завершающей стадии тектонических эр.

Обобщающая гистограмма по внутриплатформенным тектоническим и магматическим событиям суммирует данные трех гистограмм, расположенных слева от нее (рис. 6). На ней отчетливо проявилась пульсационность эндогенных активизаций. Следует отметить и совпадение во времени двух самых крупных периодов активизаций – позднеюрско-неокомового и пермского с наиболее яркими глобальными эпохами тектогенеза в подвижных поясах – пфальцской и позднекиммерийской.

На рис. 6 впервые представлена кривая изменений площади морей на континентах в % от их общей площади. Ее палеозойская часть была опубликована ранее К.Б. Сеславинским с изложением метода исследования (Сеславинский, 1991), а мезозойско-кайнозойская подготовлена аналогич-

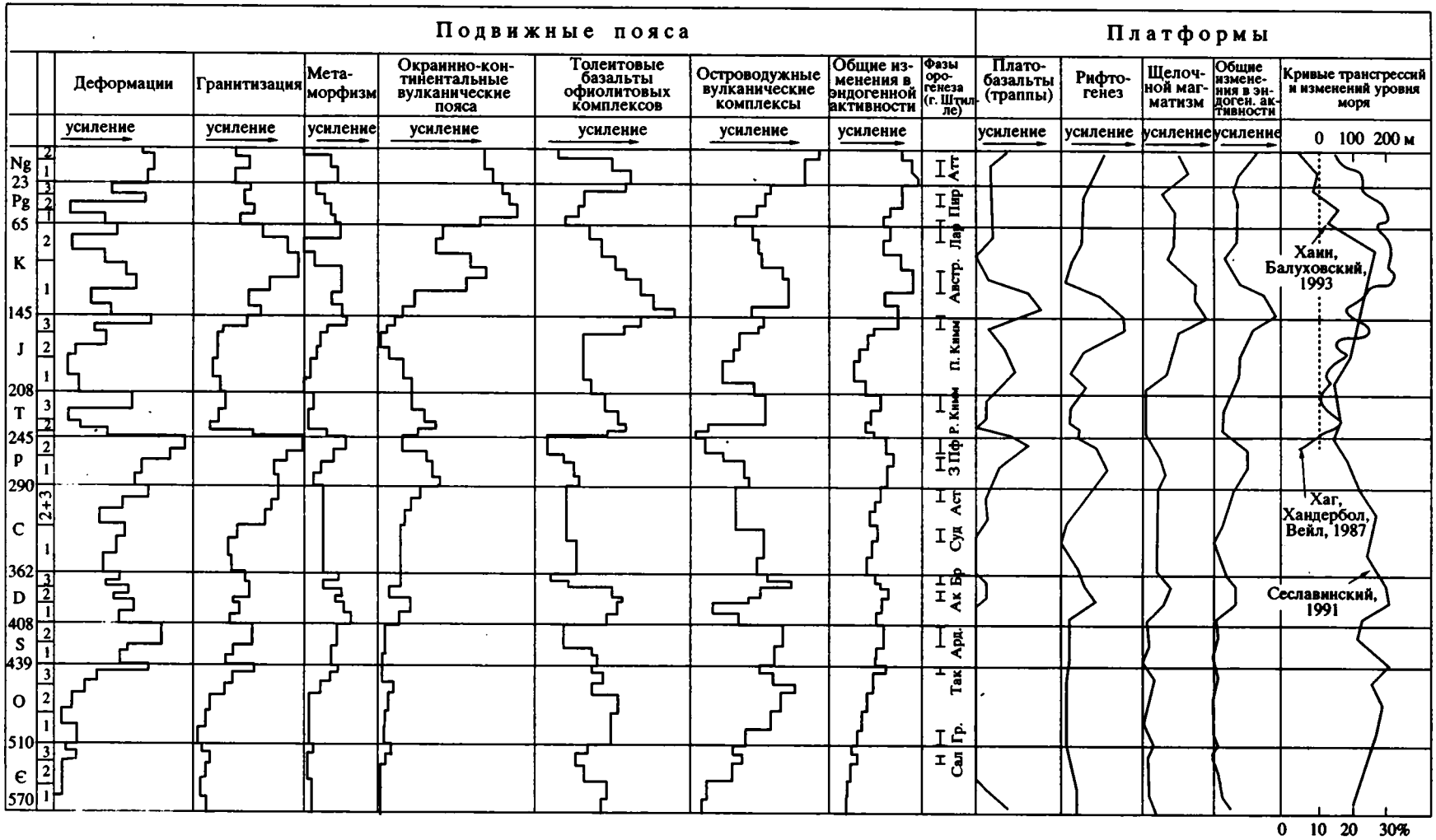


Рис. 6. Корреляция глобальных тектонических, магматических и метаморфических событий фанерозоя в подвижных поясах и на платформах.

Фазы орогенеза Г. Штилле: Сал – салаирская, Гр – грампианская, Так – таконская, Ард – арденская, Ак – акадская, Бр – бретонская, Суд – судетская, Аст – астурийская, З – заальская, Пф – пфальцская, Р. Ким – раннекиммерийская, П. Ким – позднекиммерийская, Австр – австрийская, Лар – ларамийская, Пир – пиренейская, Атт – аттическая.

ным способом В.Е. Хаиным и А.Н. Балуховским (1993). Сравнение кривой трансгрессий для мезозоя и кайнозоя с кривой изменений уровня моря Хака, Харденбола и Вейла (Haq *et al.*, 1987) показывает хорошую корреляцию главных событий. Близость результатов, полученных разными методами, дает основания доверять и палеозойской кривой трансгрессий и предложить всю нашу фанерозойскую кривую в качестве опорной для анализа глобальной палеогеографии Земли. Мировые регрессии палеозоя явно приурочены к заключительным частям каледонского и герцинского циклов. К сожалению, недостаточная детальность данных по меловому периоду затрудняет анализ палеогеографии для рубежа киммерийского и альпийского циклов.

Итак, в фанерозое выделяются четыре периода особенно сильной эндогенной активности Земли, завершающие каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский тектонические циклы – поздний силур, поздняя пермь, поздняя юра и конец миоцена - плиоцен. Их периодичность не абсолютна и колеблется от 120 до 150 млн. лет. Последний из них находится в альпийской эре, которая длится уже около 140 млн. лет, и сейчас испытывает кульминацию, но до ее завершения, вероятно, еще придется ждать не менее 5 - 10 млн. лет при условии сохранения прежней глобальной периодичности тектонических процессов.

Чередование в истории Земли мегациклов – крупных периодов формирования и распада суперконтинентов (Пангея I, Пангея II), объединивших всю массу созданной к тому времени континентальной коры, происходило, вероятно, в связи с коренной перестройкой мантийной конвекции – сменой двухячеистой конвекции одноячеистой. Таково объяснение мегацикличности; что же касается цикличности Бертрана, то она, вероятно, вызвана изменением плана конвективных течений лишь в верхней мантии. Реорганизация кинематики плит еще меньшего масштаба может служить причиной периодической активизации тектонических деформаций, гранитного магматизма и регионального метаморфизма. Достаточно очевидно, что этой цикличности трех порядков должно соответствовать аналогичное изменение интенсивности теплового потока из недр Земли – более длительные периоды преимущественного накопления тепла должны чередоваться с более кратковременными фазами интенсивного тепловыделения в фазы перестройки конвективного режима. В частности, как уже отмечалось в литературе, накопление тепла под суперконтинентами с мощной и малопроводящей корой и литосферой могло служить предпосылкой их последующего распада.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Добрецов Н.Л. Правильная периодичность образования глаукофановых сланцев и офиолитов как показатель периодичности геологических процессов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 2. С. 427 - 431.

Загрузина И.А. Общие вопросы геохронологии гранитоидов // Тр. Ин-та геохимии и геофизики СО АН СССР. 1987. Вып. 690. 145 с.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.

Пронин А.А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Мезозой. Хронология тектонических движений. Л.: Наука, 1973. 224 с.

Пущаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3 - 6.

Ронов А.Б., Хаин В.Е. Основные вопросы соотношений между седиментацией и тектоникой // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. Т. 1. С. 67 - 79.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: Недра, 1989. 79 с.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. Л.: Недра, 1984. 70 с.

Сеславинский К.Б. Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли. М.: Недра, 1987. 192 с.

Сеславинский К.Б. Глобальные трансгрессии и регрессии в палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 71 - 79.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.

Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные изменения эндогенной активности Земли в палеозое // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1990. № 6. С. 3 - 26.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные изменения эндогенной активности Земли в мезозое и кайнозое // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1992. № 4. С. 3 - 25.

Campbell J.N., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.J., Stepanov V. Synchronism of the Siberian traps and the Permian/Triassic boundary // Science. 1992. V. 258. № 5089. P. 1760 - 1765.

Gavey M., Courtillot W. Intense acidic volcanism and Cretaceous/Tertiary boundary // J. Earth and Planet. Sc. Lett., 1989. V. 94. P. 409 - 416.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present) // Science. 1987. V. 235. P. 1156 - 1167.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. Geological tima scale, 1989. Cambridge Univ. Press, 1990. Cambridge, New York. 270 p.

Renne P.A., Ernesto N., Pacca I.G. et al. The age of Parana flood volcanism, Rifting of Gondwanaland and Jurassic-Cretaceous boundary // Science. 1992. V. 258. № 5084. P. 975 - 979.

Рецензент М.А. Семихатов

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1994, том 2, № 6, с. 64 - 76

УДК 551.36.06/.437.2:551.73/.78

ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ МОРЕЙ НА КОНТИНЕНТАХ В ФАНЕРОЗОЕ (КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ)[1]

© 1994 г. А. Б. Ронов

Институт геохимии и аналитической химии, 117975 Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

Поступила в редакцию 22.12.93 г.

Нами поставлена задача измерить площади морей, покрывавших континенты и сопоставить размах трансгрессий и регрессий на платформах, в геосинклиналях и орогенных областях каждого из материков (кроме Антарктиды), охватывая в исторической последовательности все эпохи фанерозоя, начиная с раннего кембрия по плиоцен. Мы стремились также оценить количественные соотношения площадей морской и континентальной седиментации на разных этапах развития этих глобальных структур. И, наконец, наметить причины вторжения морей на континенты и установить вероятные связи трансгрессий и регрессий с вертикальными движениями земной коры континентов, колебаниями уровня моря и оледенениями. Близкие проблемы были недавно рассмотрены К.Б. Сеславинским, который попытался количественно оценить ход глобальных трансгрессий и регрессий, ограничиваясь рамками палеозоя (Сеславинский, 1991).

Решение поставленных выше задач осуществлено путем измерения площадей морей и суши и подсчета объемов важнейших типов формаций осадочных пород по серии литолого-палеогеографических карт мира. Эти карты составлены А.Б. Роновым, В.Е. Хаиным, К.Б. Сеславинским и А.Н. Балуховским в результате многолетних работ по обобщению всех доступных материалов по геологическому строению, литологическому составу и палеогеографическим условиям формирования осадочных толщ в главных структурных зонах (платформы, геосинклинали и орогенные области) всех континентов (Ронов и др., 1984, Ронов и др., 1989). Карты представляют 28 стратиграфических интервалов, охватывающих все эпохи фанерозоя. При составлении карт использованы данные по разрезам многих тысяч естественных обнажений и скважин из разных районов мира.

В пределах каждой структурной зоны континентов измерялись площади суши, областей осадконакопления и площади, покрытые морем. Результаты этих измерений сведены в табл. 1. В ней приведены также в исторической последовательности оценки относительной площади, покрытой морем в процентах от общей площади той или иной тектонической зоны.

Погрешности в измерении площади морей и суши по картам Атласа составляют в среднем ±10%. Однако достоверность оценок снижается сверху вниз по стратиграфической шкале, а в пределах каждой отдельно взятой карты убывает от платформ к геосинклиналям и от северного полушария к южному. При построении графиков использована последняя модель шкалы геологического времени (Harland *et al.*, 1990).

Анализ полученных данных прежде всего показывает, что площади морей, заливавших континенты, закономерно изменялись в ходе времени, то расширяясь, то резко сокращаясь в течение тектонических циклов (рис. 1). В истории Земли различаются геократические и талассократические эпохи.

В современную и четвертичную эпохи Мировой океан вместе с внутренними и краевыми морями покрывает 361 млн. км^2, т.е. 71% поверхности Земли. Это минимальная площадь, т.к. эпоха, в которую мы живем, *геократическая*. Характерной ее особенностью является регрессия морей с приподнятых континентов. Геократические эпохи известны и в прошлом. Они были приурочены к заключительным стадиям тектонических циклов. К ним относятся: ранний кембрий на рубеже байкальского и каледонского циклов, поздний силур и ранний девон – на рубеже каледонского и герцинского циклов, поздняя пермь - средний триас – на границе герцинского и альпийского циклов и плиоцен-четвертичный период – на границе альпийского и будущего циклов. Кривая рис. 1 отчетливо показывает, что размах регрессий нарастал от циклов к циклу, достигнув своего апогея в современную эпоху.

В срединные стадии циклов, с которыми связаны *талассократические* эпохи, площадь внутриматериковых морей значительно возрастала вследствие погружения континентов и развития крупных трансгрессий. Такими талассократическими эпохами в фанерозое являлись средний ор-

[1] Лекция, прочитанная автором осенью 1991 г. в ряде американских университетов (Корнелльском, Сиракузском, Пенсильванском, Мичиганском, Иельском и Гарвардском).

Таблица 1. Ход трансгрессий и регрессий морей по площади континентов и главных их тектонических зон в течение фанерозоя

Стратиграфический интервал	Длительность интервала в 10^6 лет (по Harland *et al.*, 1989)	Главные тектонические зоны континентов	Площади, 10^6 км^2			Площади, покрытые морем, в % от общей площади тектонической зоны
			области размыва	области накопления	площади, покрытые морем	
Плиоцен (N_2)	5.2 – 1.6 = 3.6	Платформы	73.40	21.44	4.45	5
		Геосинклинали	1.32	1.58	0.99	34
		Орогенные области	21.23	14.23	1.91	5
		Материки в целом	95.95	37.25	7.35	5
Миоцен (N_1)	35.4 – 23.5 = 11.9	Платформы	74.55	20.14	6.53	7
		Геосинклинали	0.74	2.13	2.10	73
		Орогенные области	20.47	14.64	4.30	12
		Материки в целом	95.76	36.91	12.93	10
Олигоцен ($₽_3$)	34.5 – 23.5 = 11.9	Платформы	77.80	17.71	5.85	6
		Геосинклинали	1.76	3.91	3.58	63
		Орогенные области	21.26	9.23	2.76	9
		Материки в целом	100.82	30.85	12.19	9
Эоцен ($₽_2$)	56.5 – 35.4 = 21.1	Платформы	75.35	24.31	14.67	15
		Геосинклинали	2.27	7.95	7.18	70
		Орогенные области	14.73	8.00	2.19	10
		Материки в целом	92.35	40.6	24.04	18
Палеоцен ($₽_1$)	65.0 – 56.5 = 8.5	Платформы	77.37	20.32	12.35	13
		Геосинклинали	3.82	6.13	6.03	61
		Орогенные области	19.06	5.86	1.87	7
		Материки в целом	100.20	32.31	20.25	15
Поздний мел (K_2)	97.0 – 65.0 = 32.0	Платформы	56.90	41.76	22.41	23
		Геосинклинали	1.37	16.82	14.53	80
		Орогенные области	9.28	7.45	1.81	11
		Материки в целом	67.55	66.03	38.72	29
Ранний мел (K_1)	145.6 – 97.0 = 48.6	Платформы	59.77	40.06	17.04	17
		Геосинклинали	3.55	18.76	15.12	70
		Орогенные области	9.59	7.06	0.78	5
		Материки в целом	72.91	65.88	33.54	24
Поздняя юра (J_3)	157.1 – 145.6 = 11.5	Платформы	74.30	25.15	16.82	17
		Геосинклинали	4.91	16.05	14.10	67
		Орогенные области	8.13	4.12	1.44	12
		Материки в целом	87.34	45.32	32.36	24
Средняя юра (J_2)	178 – 157 = 21	Платформы	75.08	25.47	14.83	15
		Геосинклинали	2.29	12.76	12.49	83
		Орогенные области	11.54	6.04	1.40	8
		Материки в целом	88.91	44.27	28.79	22
Ранняя юра (J_1)	208 – 178 = 30	Платформы	79.85	22.97	11.40	11
		Геосинклинали	1.54	10.93	10.86	87
		Орогенные области	10.85	5.73	1.35	8
		Материки в целом	92.24	39.63	23.61	18
Поздний триас (T_3)	235 – 208 = 27	Платформы	78.75	23.53	10.44	9
		Геосинклинали	1.56	13.63	13.27	87
		Орогенные области	9.81	3.63	0.50	4
		Материки в целом	90.12	40.79	24.21	18

Таблица 1. Продолжение

Стратиграфический интервал	Длительность интервала в 10^6 лет (по Harland *et al.*, 1989)	Главные тектонические зоны континентов	Площади, 10^6 км^2			Площади, покрытые морем, в % от общей площади тектонической зоны
			области размыва	области накопления	площади, покрытые морем	
Средний триас (T_2)	241 – 235 = 6	Платформы	82.00	17.95	10.65	11
		Геосинклинали	1.69	11.57	11.36	86
		Орогенные области	23.19	1.77	0.69	5
		Материки в целом	96.89	31.29	22.70	18
Ранний триас (T_1)	245 – 241 = 4	Платформы	79.57	24.73	11.49	11
		Геосинклинали	1.94	10.22	9.96	82
		Орогенные области	10.52	1.65	0.07	1
		Материки в целом	92.03	36.60	21.52	17
Поздняя пермь (P_2)	256 – 245 = 11	Платформы	75.61	19.34	11.55	12
		Геосинклинали	1.07	9.23	8.94	86
		Орогенные области	14.58	4.88	1.81	9
		Материки в целом	91.26	33.45	22.30	18
Ранняя пермь (P_1)	290 – 256 = 34	Платформы	68.88	24.70	13.96	15
		Геосинклинали	0.98	9.36	9.18	89
		Орогенные области	13.07	7.73	4.02	19
		Материки в целом	82.93	41.79	27.16	22
Поздний и средний карбон (C_{3+2})	323 – 290 = 33	Платформы	68.26	28.04	16.69	17
		Геосинклинали	1.02	9.66	9.46	89
		Орогенные области	11.53	8.81	5.36	26
		Материки в целом	80.81	46.51	31.51	25
Ранний карбон (C_1)	363 – 323 = 40	Платформы	71.91	20.99	15.92	17
		Геосинклинали	2.38	17.63	17.18	86
		Орогенные области	8.67	4.03	2.36	19
		Материки в целом	82.96	42.65	35.46	28
Поздний девон (D_3)	377 – 363 = 14	Платформы	67.65	25.39	21.80	23
		Геосинклинали	2.50	18.55	17.99	85
		Орогенные области	7.32	4.10	2.23	19
		Материки в целом	77.47	48.04	42.02	33
Средний девон (D_2)	386 – 377 = 9	Платформы	68.75	26.17	24.23	25
		Геосинклинали	1.83	18.82	18.43	89
		Орогенные области	7.49	3.57	2.04	18
		Материки в целом	78.17	48.56	44.70	35
Ранний девон (D_1)	408 – 386 = 22	Платформы	74.53	16.90	14.51	16
		Геосинклинали	2.39	17.48	17.29	87
		Орогенные области	6.94	4.18	2.45	22
		Материки в целом	83.86	38.56	34.25	28
Поздний силур (S_2)	424 – 409 = 15	Платформы	72.74	22.29	17.65	19
		Геосинклинали	2.89	15.24	14.93	82
		Орогенные области	8.16	2.12	1.65	16
		Материки в целом	83.79	39.65	34.23	28
Ранний силур (S_1)	439 – 424 = 15	Платформы	66.75	28.38	27.56	29
		Геосинклинали	2.92	17.08	16.82	84
		Орогенные области	4.70	2.13	1.71	25
		Материки в целом	74.37	47.59	46.09	38
Поздний ордовик (O_3)	464 – 439 = 25	Платформы	69.49	26.85	22.50	23
		Геосинклинали	3.84	18.52	18.24	82
		Орогенные области	2.14	0.33	0.27	11
		Материки в целом	75.47	45.70	41.01	34

Таблица 1. Окончание

Стратиграфический интервал	Длительность интервала в 10^6 лет (по Harland *et al.*, 1989)	Главные тектонические зоны континентов	Площади, 10^6 км^2			Площади, покрытые морем, в % от общей площади тектонической зоны
			области размыва	области накопления	площади, покрытые морем	
Средний ордовик (O_2)	476 – 464 = 12	Платформы	69.28	27.90	27.44	28
		Геосинклинали	2.46	19.78	19.51	88
		Орогенные области	1.40	0.41	0.26	14
		Материки в целом	73.14	48.09	47.21	39
Ранний ордовик (O_1)	510 – 476 = 34	Платформы	70.26	25.40	24.65	26
		Геосинклинали	2.38	18.32	18.32	88
		Орогенные области	1.21	0.46	0.38	23
		Материки в целом	73.85	44.18	43.35	37
Поздний кембрий ($Є_3$)	517 – 510 = 7	Платформы	66.54	24.43	22.93	25
		Геосинклинали	2.67	15.61	15.46	84
		Орогенные области	6.02	0.92	0.46	7
		Материки в целом	75.23	40.96	38.85	33
Средний кембрий ($Є_2$)	536 – 517 = 19	Платформы	66.77	25.65	22.17	24
		Геосинклинали	2.01	14.47	14.41	87
		Орогенные области	6.76	1.03	0.45	6
		Материки в целом	75.54	41.15	37.03	32
Ранний кембрий ($Є_1$)	570 – 536 = 34	Платформы	55.78	22.94	18.23	23
		Геосинклинали	1.78	13.96	13.86	88
		Орогенные области	15.87	1.76	1.28	7
		Материки в целом	73.43	38.66	33.37	30

Примечание. Исключая Антарктиду и площади, не охарактеризованные фактическими данными.

довик, средний девон и поздний мел. Как видно из рис. 1, размах трансгрессий морей на континенты последовательно убывал от каледонского к альпийскому циклу.

Таким образом, данные измерения площадей позволяют сформулировать первую общую закономерность, согласно которой площадь морей, покрывавших континенты, последовательно уменьшалась от раннего палеозоя к современной эпохе. Сокращение площади морей достигало за это время величины, равной 40 млн. км^2.

Сопоставление данных по распределению во времени площадей, покрытых морем в главных структурных зонах континентов, вскрывает еще одну важную закономерную тенденцию. Устанавливается сходная периодичность и синхронность в развитии наиболее крупных трансгрессий и регрессий морей на платформах и в геосинклиналях. Эту тенденцию четко отображает параллельный ход соответствующих кривых на рис. 2[2]. Моря орогенных областей отклоняются от этой синхронности, и трансгрессии, как видно из графика, происходили здесь по другому закону.

Данные табл. 2 показывают, что Лавразийские платформы в своей совокупности (Русская, Сибирская, Китайская и Северо-Американская) отличались в фанерозое от совокупности Гондванских платформ (Африканская, Южно-Американская, Австралийская и Индостанская) своей повышенной мористостью, т.е. гораздо большим размахом трансгрессий и значительно более слабым размахом регрессий морей (рис. 3). Если отвлечься от деталей, то нетрудно увидеть, что они происходили в пределах этих групп материков более или менее синхронно в течение альпийского и герцинского циклов, обнаруживая разную направленность лишь в каледонском цикле.

Сравнивая распределение во времени площадей, покрытых морем в отдельно взятых, наиболее крупных древних платформах мира (рис. 4), мы обнаруживаем разнобой в развитии трансгрессий и регрессий, на что впервые обратил внимание еще в 1973 г. А.Л. Яншин (Яншин, 1973). Однако, приведенные выше данные, установившие, что изменения происходили в одном и том же направлении для совокупности платформ и совокупности геосинклиналей (см. рис. 2), показывают, что в их основе лежат глобальные процессы,

[2] При рассмотрении более кратковременных, чем эпоха стратиграфических интервалов, в ряде случаев намечается незначительное запаздывание начала трансгрессий на платформах относительно смежных с ними геосинклиналей и, наоборот, более раннее начало регрессии в геосинклиналях.

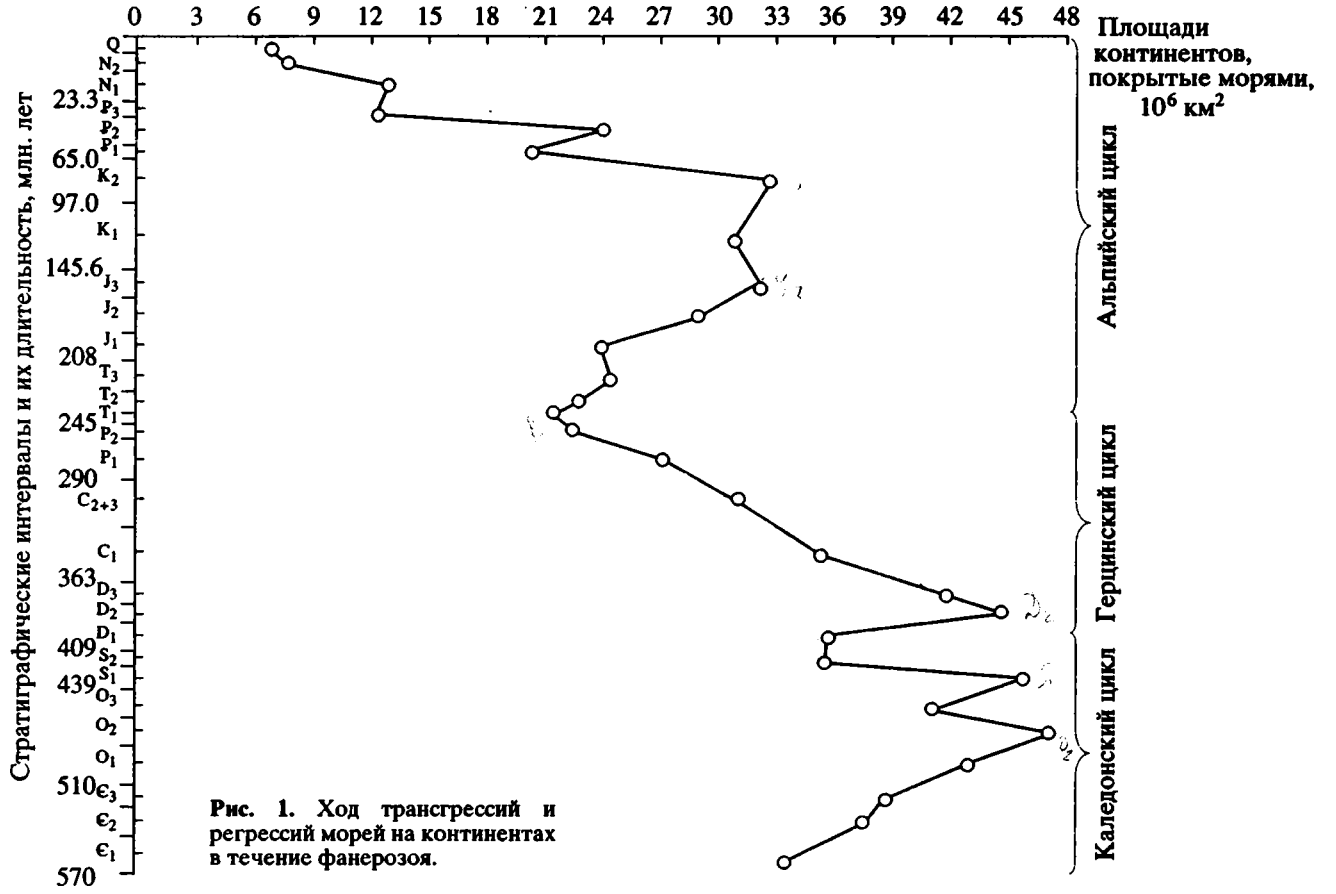


Рис. 1. Ход трансгрессий и регрессий морей на континентах в течение фанерозоя.

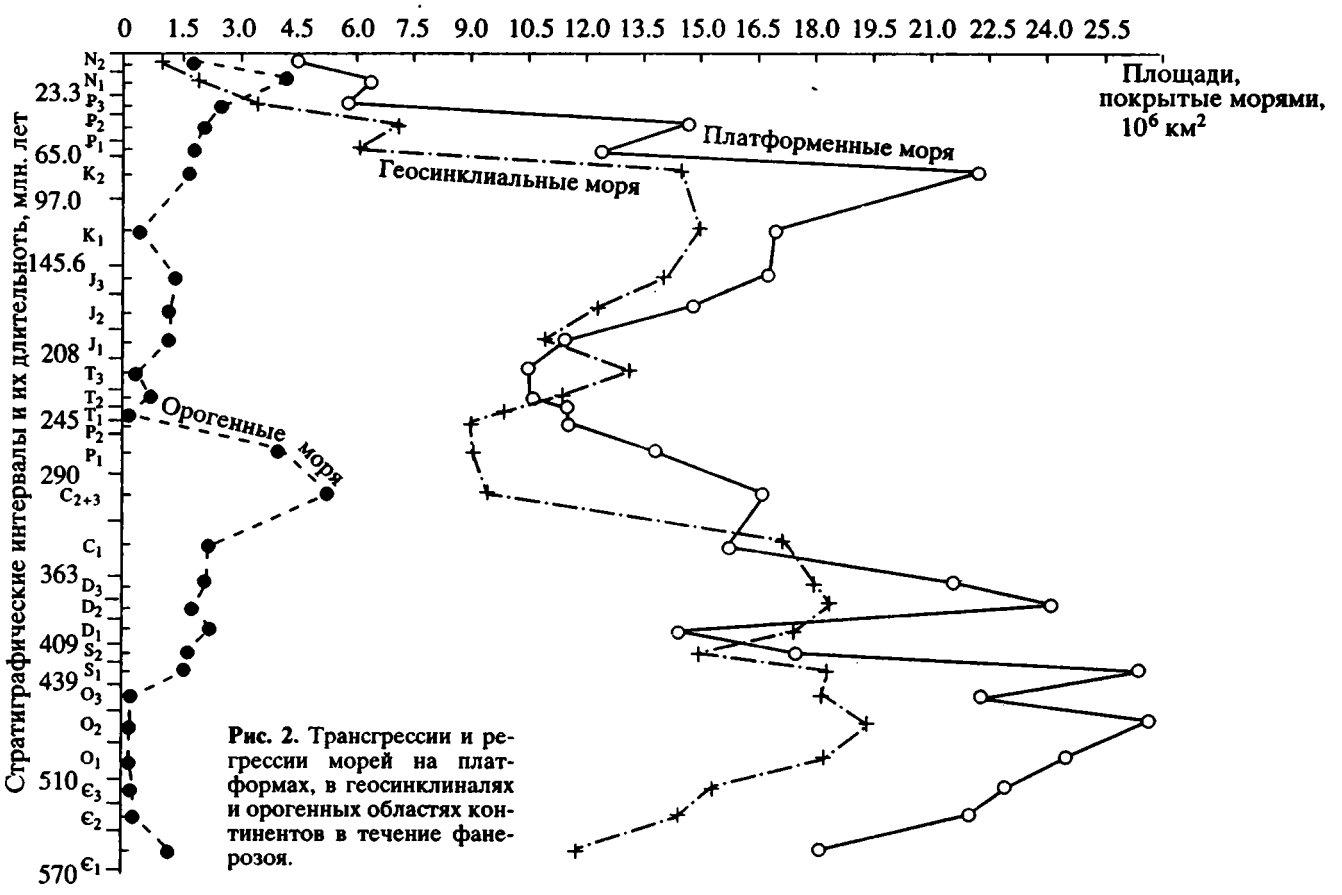


Рис. 2. Трансгрессии и регрессии морей на платформах, в геосинклиналях и орогенных областях континентов в течение фанерозоя.

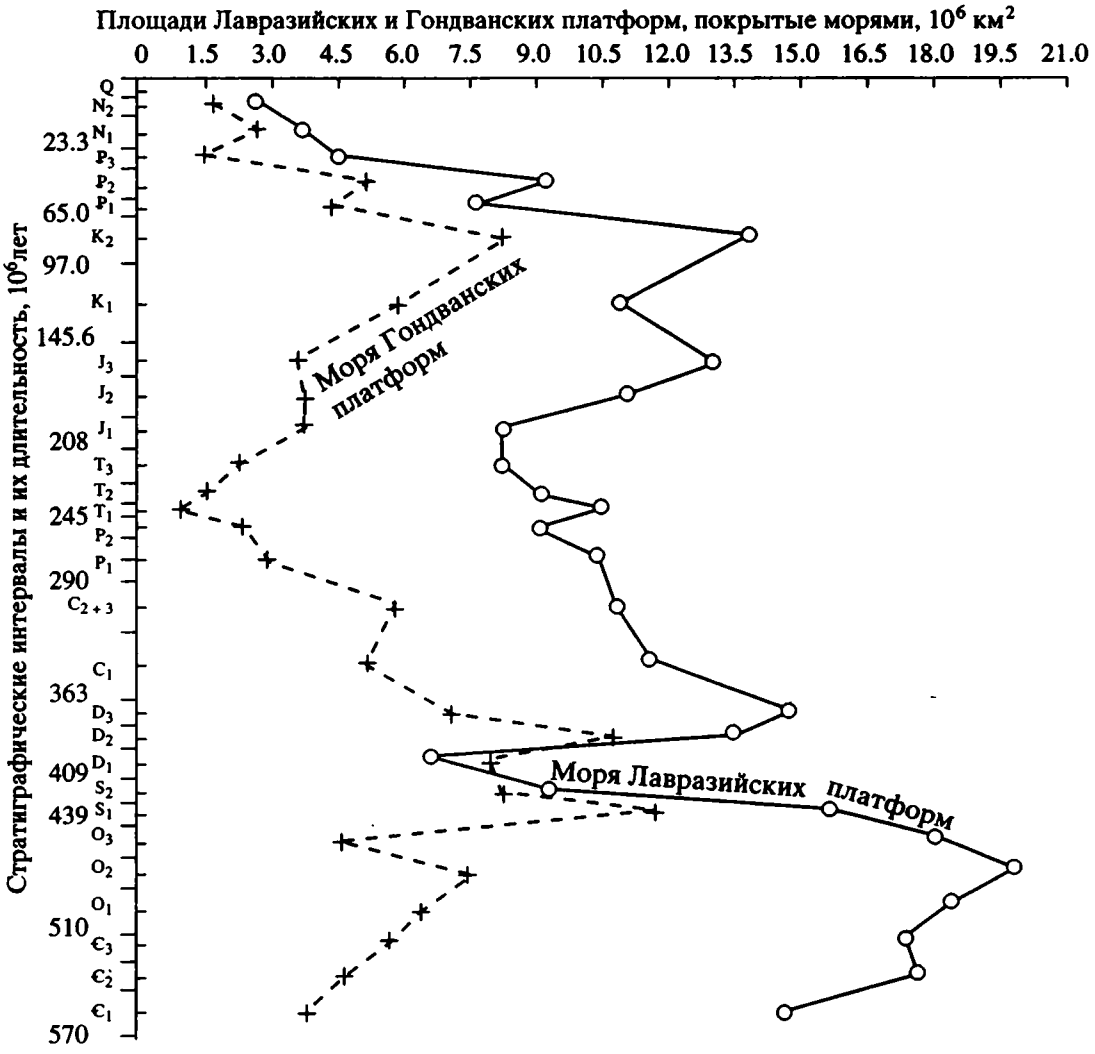


Рис. 3. Трансгрессии и регрессии морей на Лавразийской и Гондванской группах платформ в фанерозое.

приводившие к периодическому оживлению и затуханию тектонической активности, в опосредованном виде отраженных в трансгрессиях и регрессиях Мирового океана. Существование этого глобального ритма проявляется вопреки явному разнобою в поведении отдельных крупных блоков литосферы, отмеченному А.Л. Яншиным. Все это указывает на преобладающую роль глобальных тенденций по сравнению с региональными (Ронов и др., 1976).

Продолжая наш анализ, рассмотрим закономерности распределения во времени общей площади континентов между внутриматериковыми морями и сушей, включая в последнюю области накопления континентальных осадков (рис. 5). Из графика видно, что поверхность континентов, покрытая морями, колебалась в течение фанерозоя в пределах от 5 до 40% их площади.

Из этого следует общий вывод, что, периодически то расширяясь, то сокращаясь в своих размерах, во время эпохи фанерозоя на континентах преобладала суша. На этом фоне четко прослеживается тенденция к росту суши от кембрия к современной эпохе. Стабильные и мобильные зоны континентов резко отличались друг от друга по распределению суши и моря. На платформах (рис. 6) во все времена господствовала суша и моря покрывали немногим более четверти их общей площади (от 5 до 30%). В геосинклиналях, наоборот, господствовали моря, покрывая в палеозое до 90% общей их площади (рис. 7). Лишь в конце мезозоя и в кайнозое площадь морей заметно сократилась, особенно в плиоцене. В орогенных областях моря играли весьма подчиненную роль, причем в палеозое их общая поверхность была несколько шире, чем в мезозое и кайнозое (рис. 8). Таким образом, геосинклинали, являвшиеся зонами наибольшей амплитуды и скорости погружения земной коры (Ронов, 1980; 1993; Ронов и др., 1990) представляли собой на всех этапах фанерозойской истории не только

Таблица 2. Ход трансгрессий и регрессий морей на Лавразийской и Гондванской группах платформ в течение фанерозоя

Стратиграфический интервал	Длительность интервала в 10^6 лет (по Harland *et al.*, 1989)	Группы платформ	Площади, 10^6 км^2			Площади, покрытые морем, в % от общей площади Лавразийской или Гондванской групп платформ
			области размыва	области накопления	площади, покрытые морем	
Плиоцен (N_2)	5.2 – 1.6 = 3.6	Лавразийская	31.80	8.63	2.69	7
		Гондванская	41.60	12.81	1.76	3
Миоцен (N_1)	23.5 – 5.2 = 18.3	Лавразийская	32.14	7.93	3.79	9
		Гондванская	42.41	12.21	2.74	5
Олигоцен ($₽_3$)	35.4 – 23.5 = 11.9	Лавразийская	30.92	9.20	4.42	11
		Гондванская	46.88	8.51	1.43	3
Эоцен ($₽_2$)	56.5 – 35.4 = 21.1	Лавразийская	32.51	11.93	9.42	21
		Гондванская	42.84	12.38	5.25	9
Палеоцен ($₽_1$)	65.0 – 56.5 = 8.5	Лавразийская	32.22	9.89	7.81	18
		Гондванская	45.10	10.43	4.54	8
Поздний мел (K_2)	97.0 – 65.0 = 32.0	Лавразийская	23.16	31.64	14.04	26
		Гондванская	33.74	10.12	8.37	19
Ранний мел (K_1)	145.6 – 97.0 = 48.6	Лавразийская	28.65	19.91	10.91	23
		Гондванская	31.13	20.54	6.13	12
Поздняя юра (J_3)	157.1 – 145.6 = 11.5	Лавразийская	27.35	16.5	13.17	30
		Гондванская	46.95	8.90	3.65	6
Средняя юра (J_2)	178 – 157 = 21	Лавразийская	27.17	17.48	11.11	25
		Гондванская	47.91	7.99	3.72	7
Ранняя юра (J_1)	208 – 178 = 30	Лавразийская	31.48	15.58	8.29	18
		Гондванская	48.37	7.38	3.11	6
Поздний триас (T_3)	235 – 208 = 27	Лавразийская	30.71	16.06	8.24	18
		Гондванская	48.04	7.47	2.20	4
Средний триас (T_2)	241 – 235 = 6	Лавразийская	33.87	12.50	9.17	20
		Гондванская	48.14	5.45	1.48	3
Ранний триас (T_1)	245 – 241 = 4	Лавразийская	31.43	18.30	10.60	21
		Гондванская	48.14	6.43	0.89	2
Поздняя пермь (P_2)	256 – 245 = 11	Лавразийская	30.21	13.12	9.03	21
		Гондванская	45.40	6.22	2.52	5
Ранняя пермь (P_1)	290 – 256 = 34	Лавразийская	18.37	13.73	10.47	33
		Гондванская	40.51	10.97	3.49	7
Поздний и средний карбон (C_{3+2})	323 – 290 = 33	Лавразийская	27.03	14.42	10.86	26
		Гондванская	41.23	13.58	5.83	11
Ранний карбон (C_1)	363 – 323 = 40	Лавразийская	26.05	13.56	11.53	29
		Гондванская	45.86	7.43	4.39	8
Поздний девон (D_3)	377 – 363 = 14	Лавразийская	24.96	15.85	14.76	36
		Гондванская	42.69	9.54	7.04	13
Средний девон (D_2)	386 – 377 = 9	Лавразийская	26.96	14.66	13.48	32
		Гондванская	41.79	11.51	10.75	20
Ранний девон (D_1)	409 – 386 = 23	Лавразийская	31.99	7.73	6.65	17
		Гондванская	42.54	9.17	7.86	15
Поздний силур (S_2)	424 – 409 = 15	Лавразийская	30.85	10.71	9.35	22
		Гондванская	41.89	11.58	8.30	15
Ранний силур (S_1)	439 – 424 = 15	Лавразийская	26.04	16.26	15.81	37
		Гондванская	40.71	12.12	11.75	22
Поздний ордовик (O_3)	464 – 439 = 25	Лавразийская	25.09	18.35	17.90	41
		Гондванская	44.40	8.50	4.60	9
Средний ордовик (O_2)	476 – 464 = 12	Лавразийская	24.89	20.06	19.90	44
		Гондванская	44.39	7.84	7.54	14
Ранний ордовик (O_1)	510 – 476 = 34	Лавразийская	24.74	18.41	18.41	43
		Гондванская	45.52	6.99	6.24	12
Поздний кембрий ($Є_3$)	517 – 510 = 7	Лавразийская	24.53	18.27	17.36	41
		Гондванская	42.0	6.16	5.57	12
Средний кембрий ($Є_2$)	536 – 517 = 19	Лавразийская	22.73	19.90	17.54	41
		Гондванская	44.04	5.75	4.63	6
Ранний кембрий ($Є_1$)	570 – 536 = 34	Лавразийская	22.00	17.37	14.56	37
		Гондванская	33.29	5.57	3.67	9

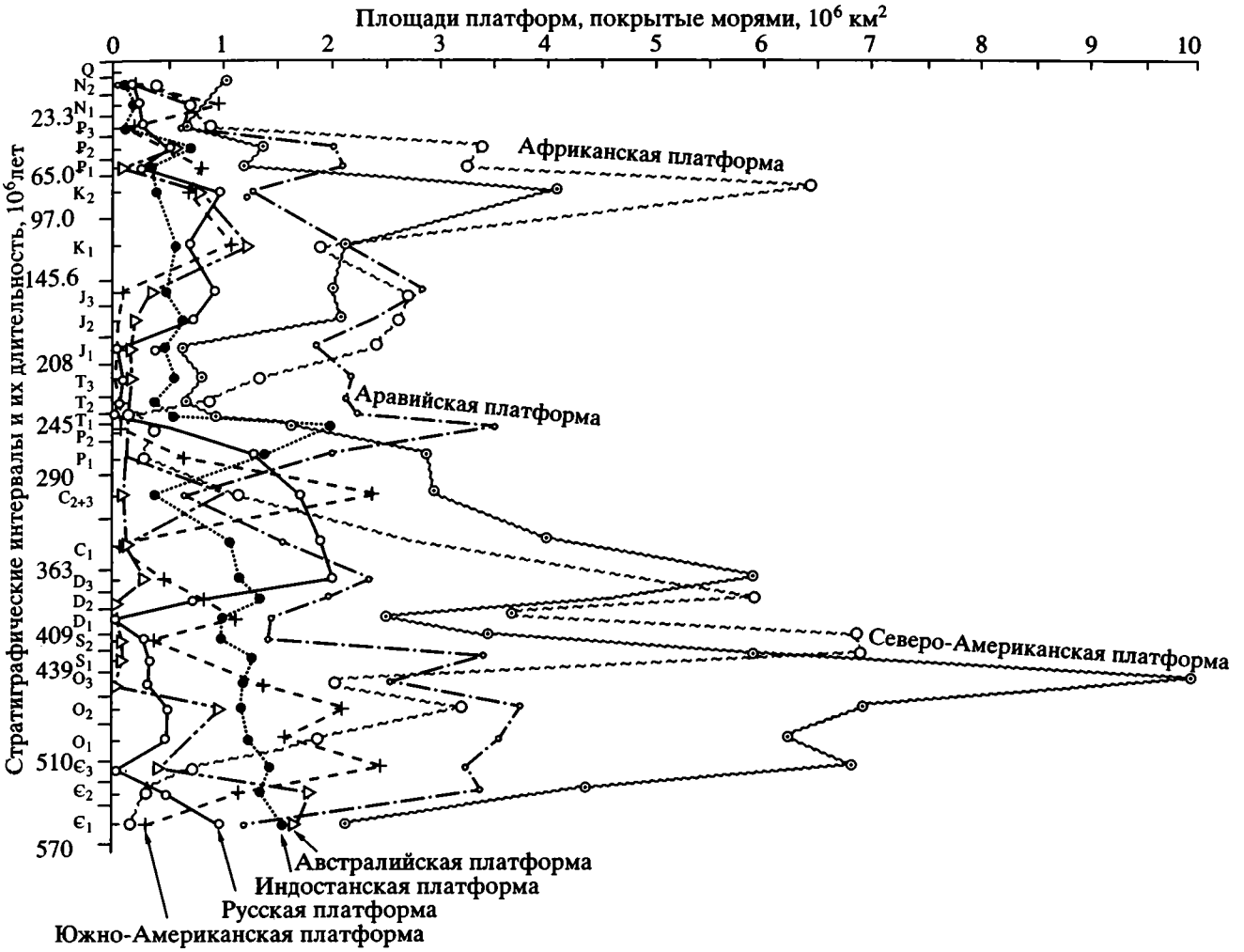


Рис. 4. Ход трансгрессий и регрессий морей на отдельных древних платформах континентов в течение фанерозоя.

области максимального распространения морей, но и естественными путями проникновения морских вод из Мирового океана на континенты.

Остановимся еще на одной эмпирической закономерности, опирающейся на полученные нами данные по изменениям во времени соотношения площадей накопления морских и континентальных осадков в пределах современных материков и главных их структурных зон (табл. 1). Сквозь периодический ритм менявшихся обстановок и количественных пропорций продуктов морской и континентальной седиментации отчетливо просвечивают на фанерозойском этапе необратимые и геохронологически направленные изменения палеогеографических условий накопления осадков (Ронов, 1993).

Они выразились для континентов в целом в закономерном и усиливавшемся от кембрия к современности расширении площади континентальных условий накопления осадков и соответствующем сокращении площади накопления осадков в морских условиях (рис. 9). Этот процесс наиболее отчетливо проявился на платформах (рис. 10), в меньшей степени – в ортогенных зонах (рис. 11), а в геосинклинальных областях едва наметился и то лишь в альпийском цикле (рис. 12).

Рассмотренные глобальные количественные оценки свидетельствуют о реальности мировых трансгрессий и регрессий и их приуроченности к определенным стадиям каледонского, герцинского и альпийского тектонических циклов развития Земли.

Весьма замечательно, что наша кривая изменения площади внутриматериковых морей (рис. 13) совпадает с ходом кривой П. Вейла, Р. Митчума и С. Томпсона, прослеживающей эвстатические колебания уровня моря в течение фанерозоя (Vail *et al.*, 1977). Сопоставление этих кривых показывает, что увеличению площади морей отвечает подъем их уровня относительно современного, тогда как сокращение их площади совпадает с опусканием уровня моря. Такое совпадение хода кривых, построенных независимо разными методами, свидетельствует об общих

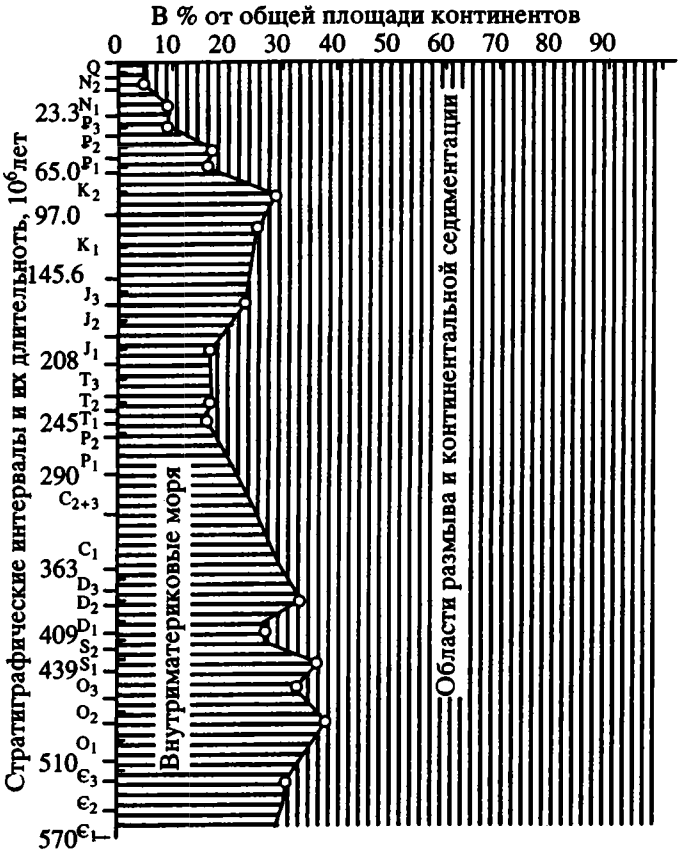


Рис. 5.

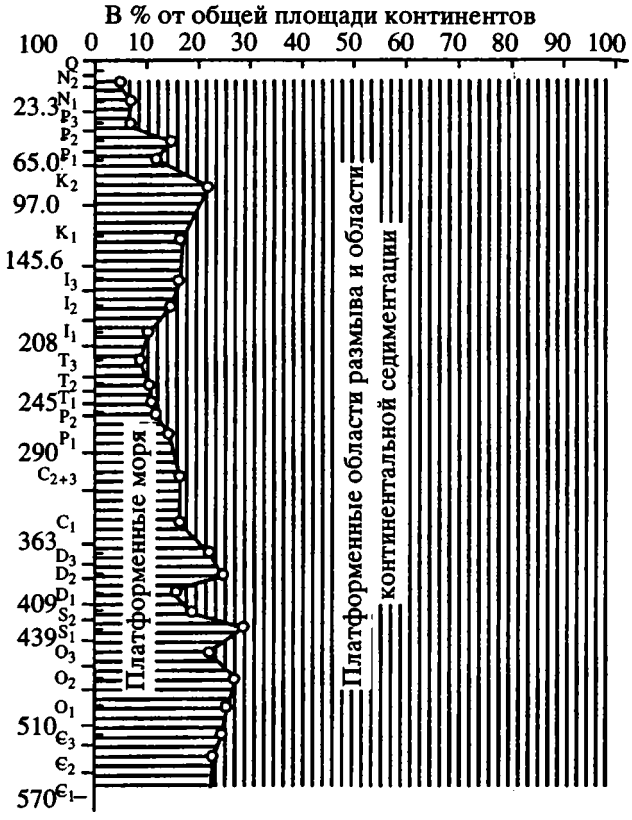


Рис. 6.

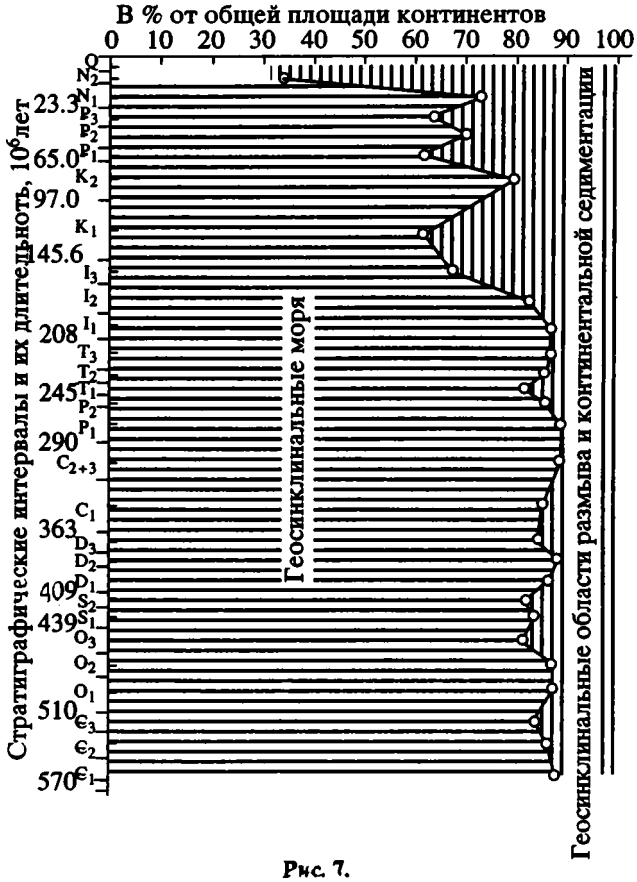


Рис. 7.

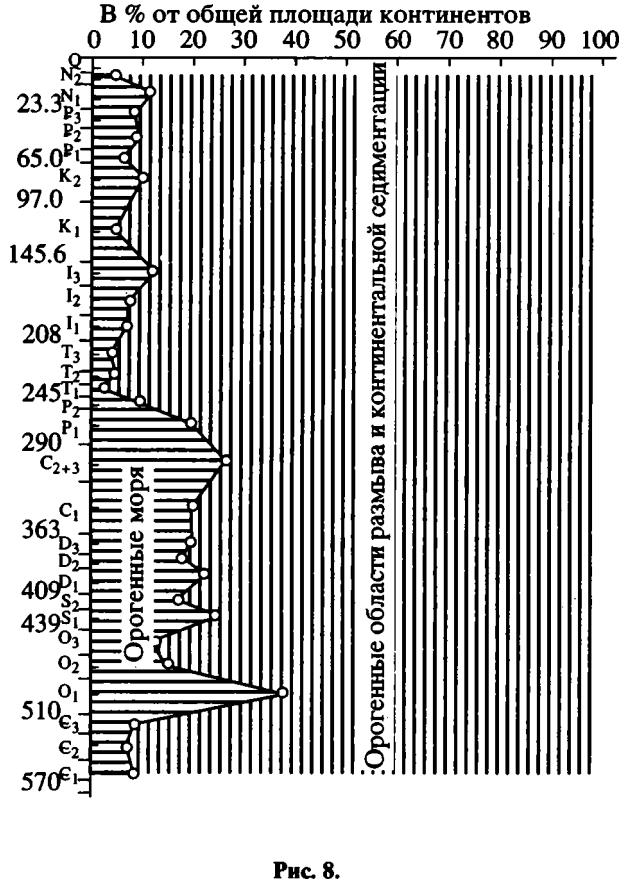


Рис. 8.

Рис. 5. Распределение во времени общей площади континентов между внутриматериковыми морями и сушей, включая в последнюю области континентальной седиментации.

Рис. 6. Распределение во времени общей площади континентальных платформ между морями и сушей, включая в последнюю области континентальной седиментации.

Рис. 7. Распределение во времени общей площади геосинклиналей между морями и сушей, включая в последнюю области континентальной седиментации.

Рис. 8. Распределение во времени общей площади орогенных областей континентов между морями и сушей, включая в последнюю области континентальной седиментации.

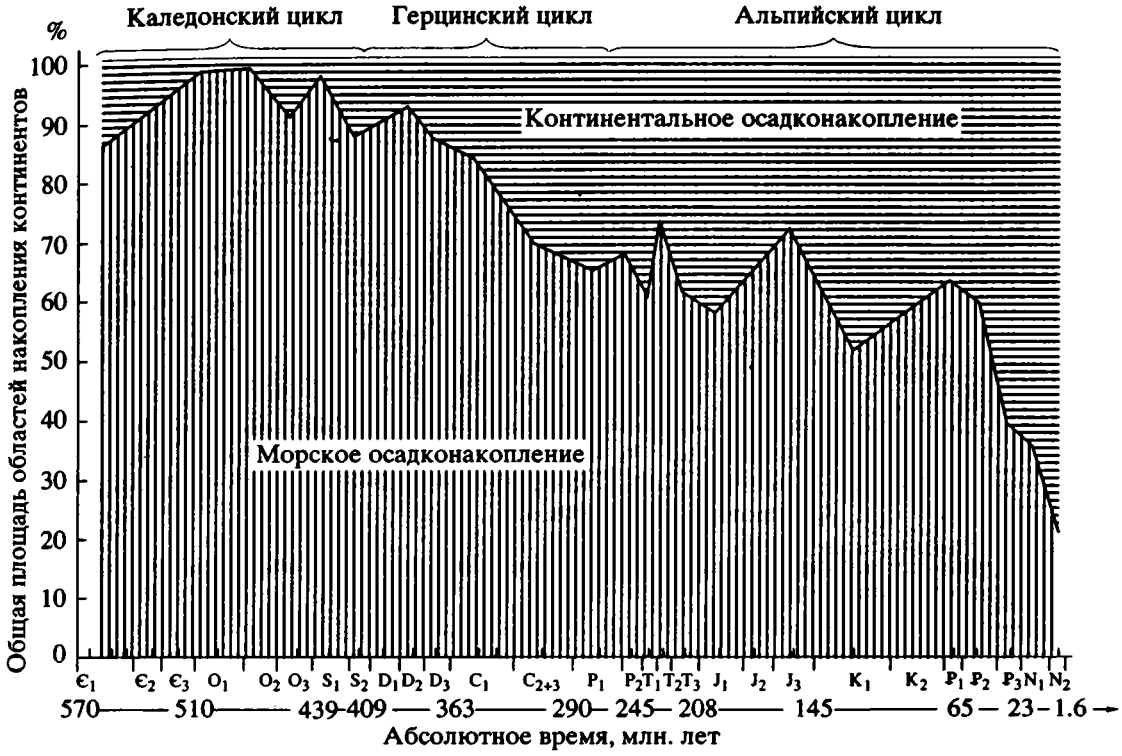


Рис. 9. Изменение распределения площадей между областями морской и континентальной седиментации на континентах в течение фанерозоя.

Рис. 10. Изменение распределения площадей между областями морской и континентальной седиментации на платформах в течение фанерозоя.

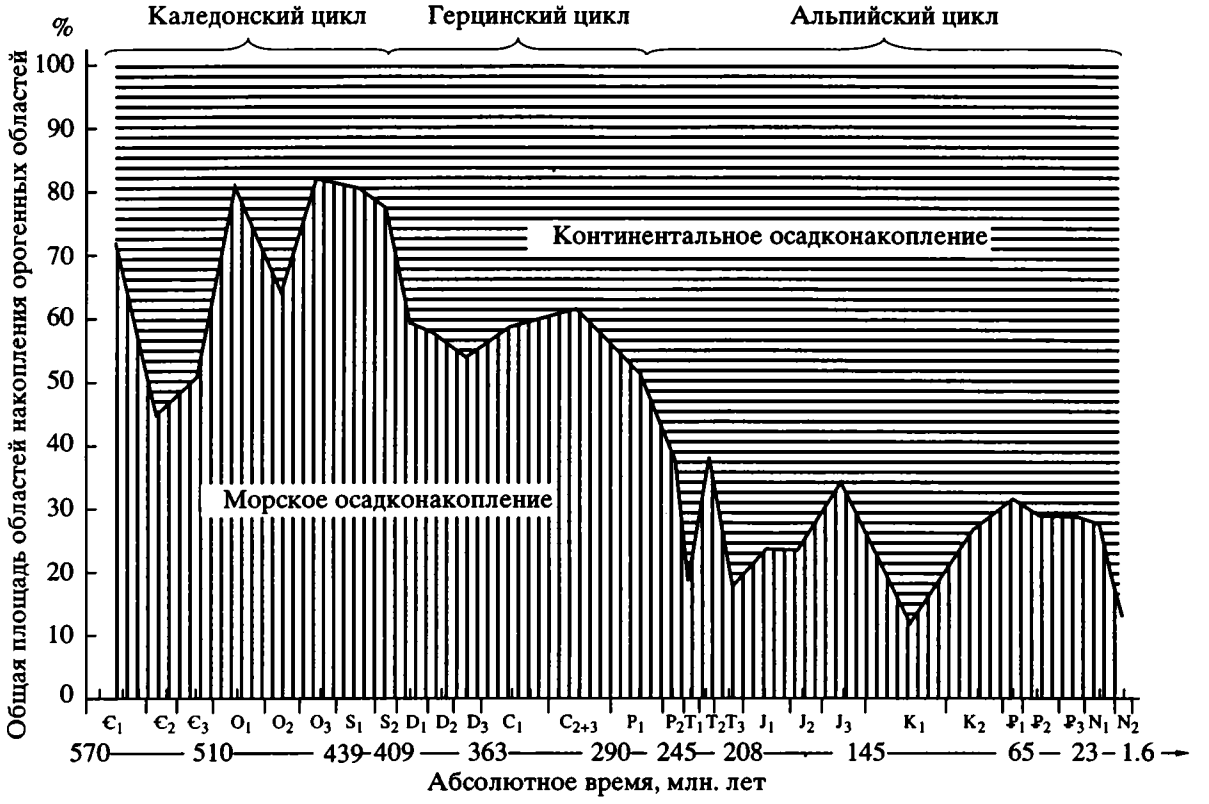


Рис. 11. Изменение распределения площадей между областями морской и континентальной седиментации в орогенных зонах континентов в течение фанерозоя.

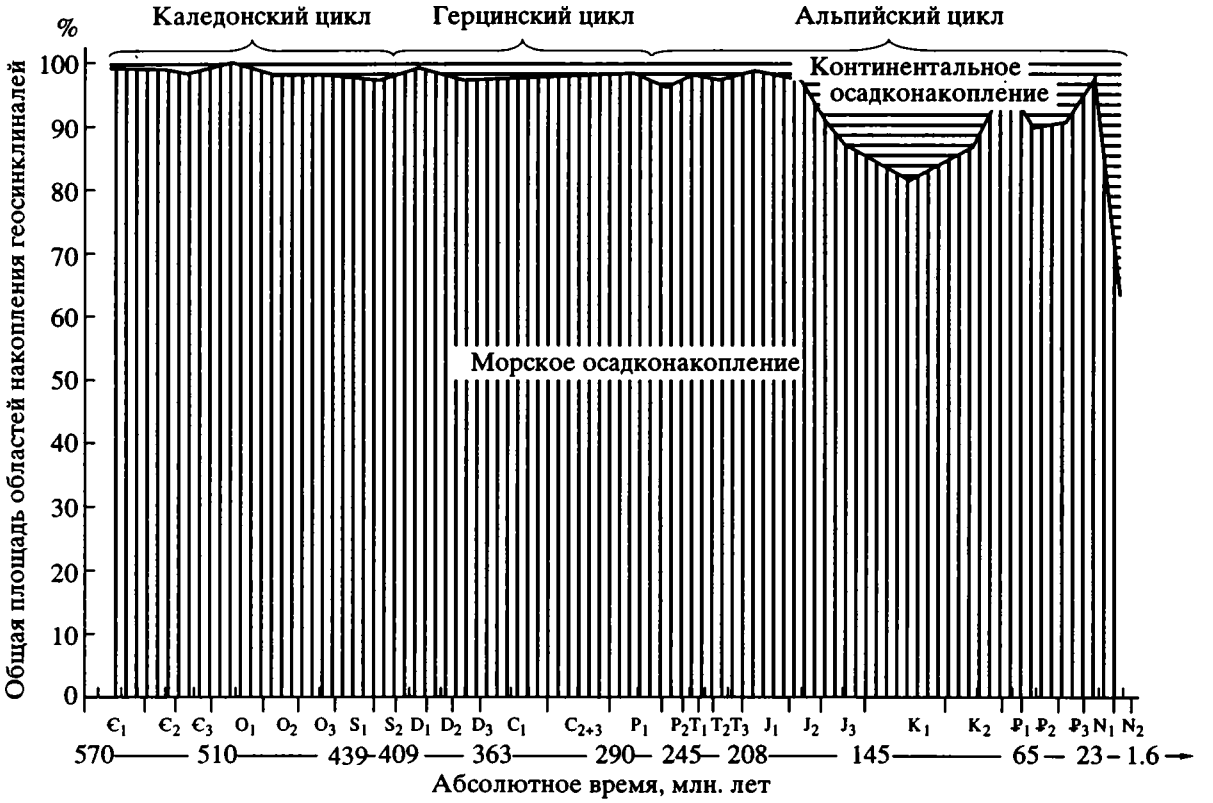


Рис. 12. Изменение распределения площадей между областями морской и континентальной седиментации в геосинклинальных зонах континентов в течение фанерозоя.

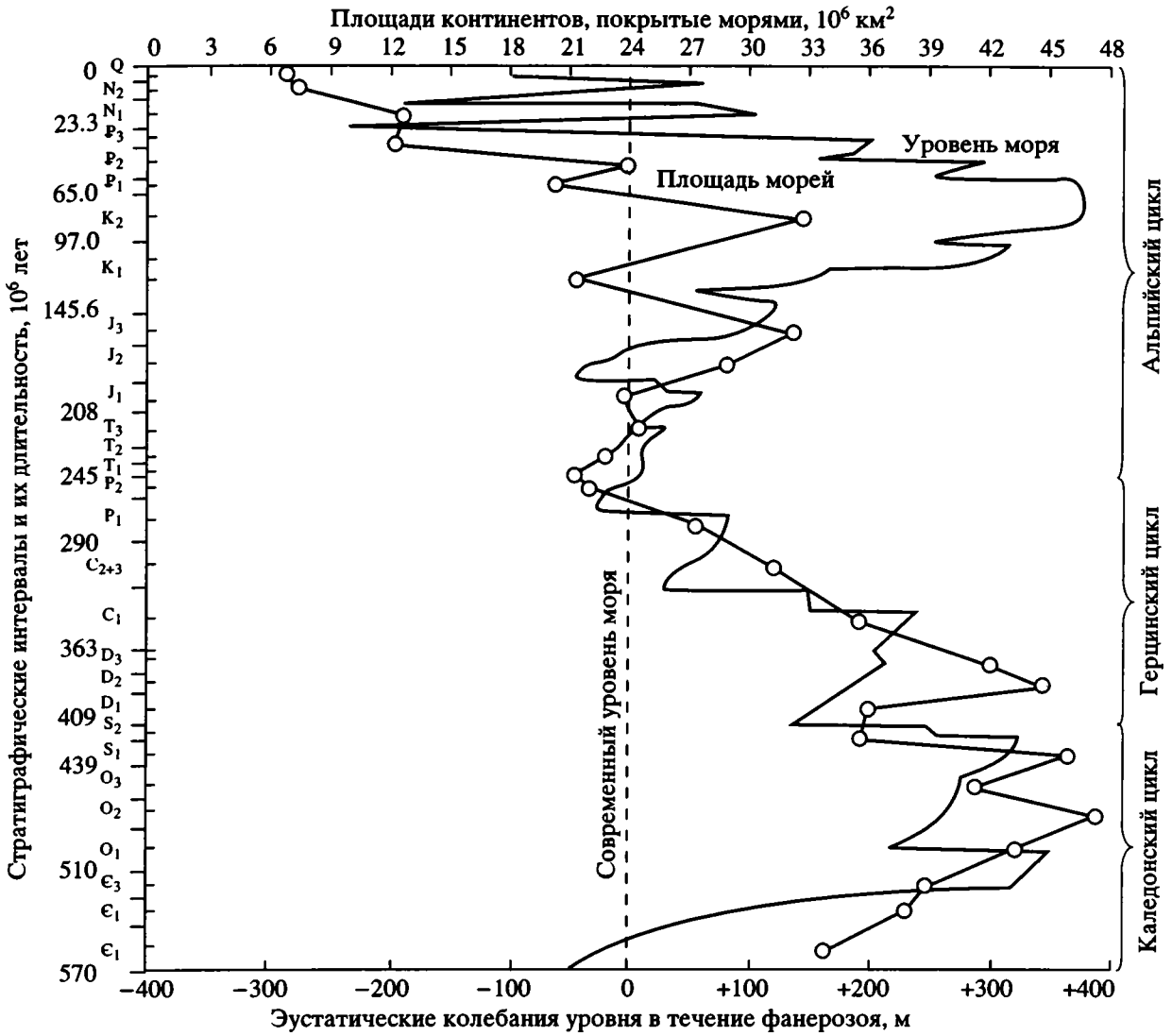


Рис. 13. Сопоставление хода кривой трансгрессий и регрессий морей на континентах (данные автора) с кривой изменения уровня моря в течение фанерозоя относительно его современного уровня (Vail *et al.*, 1977).

причинах, вызывавших трансгрессии и регрессии морей на континентах и колебания их уровня. Несомненно, что эта синхронность процессов связана прежде всего с развитием поднятий и погружений земной коры на континентах и в океанах.

На графике 14 сопоставлен ход кривой трансгрессий и регрессий с кривыми средней величины погружений и средней величины поднятий континентов в разные эпохи фанерозоя (Ронов и др., 1976). Казалось бы, что с усилием погружений и ослаблением поднятий континентов площади внутриматериковых морей должны были бы увеличиваться и, наоборот, с уменьшением величины погружений и усилием поднятий – убывать. Однако, как видно из графика, подобная корреляция наблюдается далеко не всегда. Из этого следует, что должны были действовать и другие факторы. Одним из них несомненно являются мировые оледенения, связывавшие огромные массы воды в приполярных областях. Действительно, стрелки на рис. 14, отвечающие времени мировых оледенений в плиоцене, верхней перми и в верхнем силуре, совпадают с максимальными регрессиями морей.

Д. Донован и Е. Джонс полагают, что колебания уровня моря были связаны с изменением морфологии дна океанов, т.е. емкости океанических впадин вследствие изменений объема подводных океанических хребтов (Donovan, Jones, 1979).

С этих позиций история океанов поддается рассмотрению, лишь начиная с поздней юры. Однако для проверки правильности этой гипотезы применительно к палеозою и раннему мезозою в литературе пока отсутствуют какие бы то ни было фактические данные.

Таким образом, вопрос о причинах трансгрессий и регрессий морей на континенты далек еще от окончательного решения. Необходимы

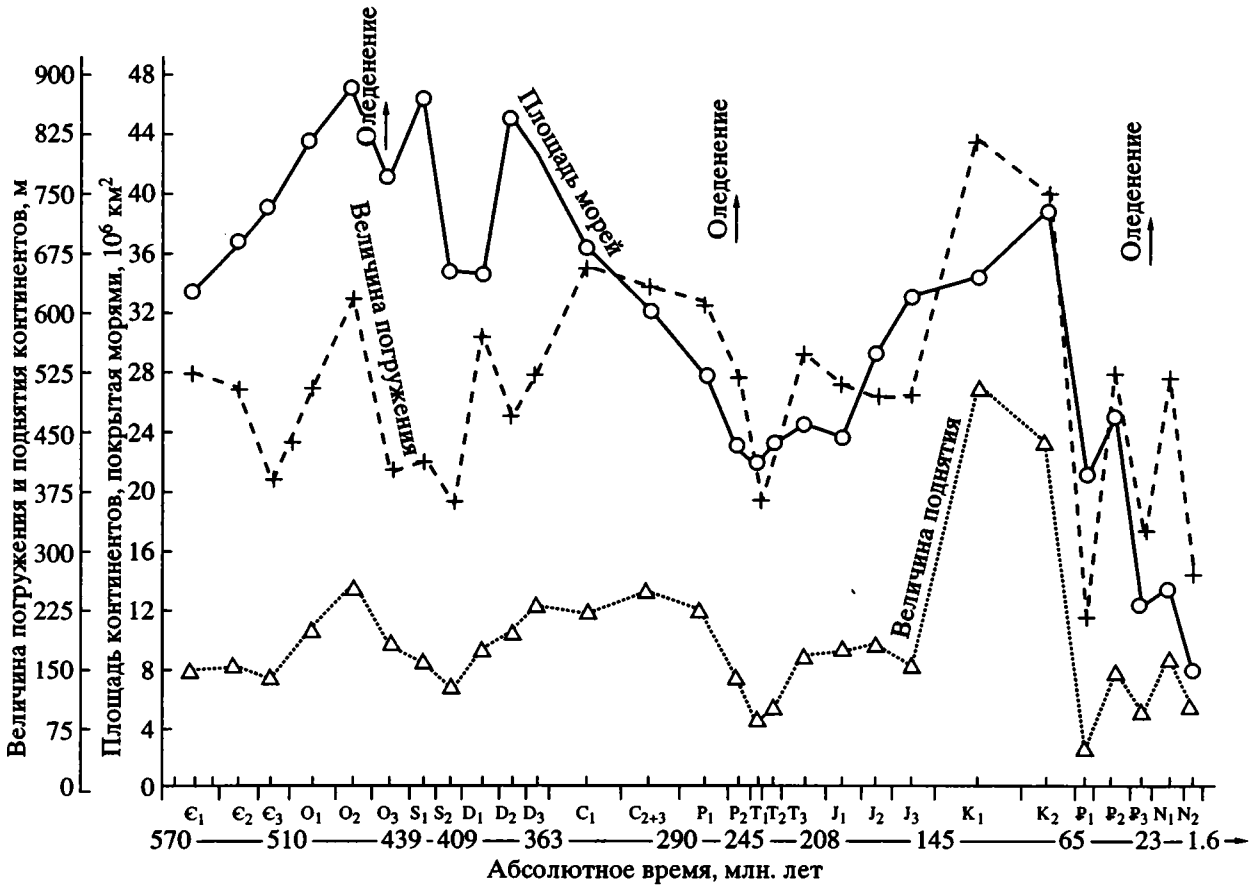


Рис. 14. Сопоставление хода кривой трансгрессий и регрессий морей на континентах со средней величиной погружения и средней величиной поднятия континентов (в метрах) в течение фанерозоя. (Стрелками показано время мировых оледенений).

поиски новых путей на основе применения количественных методов исследования. Это задача будущего.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. (Количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 78 с.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 144 с.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н., Сеславинский К.Б. Изменение распространенности, объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое (в пределах современных материков) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 12. С. 5 - 12.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний протерозой и палезой континентов. Л.: Наука, 1984, 70 с.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: Наука, 1989. 79 с.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.

Сеславинский К.Б. Глобальные трансгрессии и регрес сии в палеозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1 С. 71 - 79.

Яншин А.Л. О так называемых мировых трансгрес сиях. Бюл. МОИП, отделение геологии. 1973. Т. 48 Вып. 2. С. 9 - 44.

Donovan D.T., Jones E.J.W. Causes of world-wide changes o sea level // J. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. P. 187 - 192.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E. Smith A.G., Smith D.G. Geological time scale, 1989. Cam bridge, Univ. Press, Cambridge, New York, 1990. 270 p.

Odin G.S. The Phanerozoic time scale revised // Episodes 1982. № 3. P. 3 - 9.

Palmer A.R. The decade of North American geology. Geo logic time scale // Geology. 1983. № 11. P. 503 - 504.

Ronov A.B. Probable changes in the composition of sea wate during the course of geological time // Sedimantology. 1968 V. 10. P. 25 - 43.

Vail P.R., Mitohum R.M., Thompson S. Global cycles of rel ative changes in sea level // Payton C.E. Seismic stratigraph applications to hydrocarbon exploration. American Assoc. o Petrol. Geol. Memoir, 1977. V. 26. P. 49 - 412.

Рецензент Б.С. Соколо

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1994, том 2, № 6, с. 77 - 84

УДК 551.7:551.72/.76(571.66)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЯ - КАЙНОЗОЯ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ (ВАЛАГИНСКИЙ ХРЕБЕТ)

© 1994 г. **М. К. Бахтеев*, В. Н. Беньямовский**, Н. Ю. Брагин**, Д. И. Витухин**, О. А. Морозов*, В. Н. Синельникова**, С. Р. Тихомирова*, А. Е. Шанцер****

**Московская государственная геологоразведочная академия, 117873 Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23, Россия*

***Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 15.04.93 г.

Описываются сводные стратиграфические разрезы верхнего мела - нижнего эоцена центральной части Валагинского хребта Восточной Камчатки, характеризующие различные досреднеэоценовые структурно-фациальные зоны, и вышележащие среднеэоцен-плиоценовые отложения. Приводятся новые данные о возрасте голубовской, тальниковской толщ и ветловской свиты, основанные на находках радиолярий, планктонных и бентосных фораминифер. Обосновывается присутствие в районе терригенных фаций среднего эоцена, не известные ранее. Проводится сопоставление палеогена Валагинского хребта с опорным Ильпинским разрезом Северо-Восточной Камчатки. Освещаются палеогеографические и геологические события ветловского времени.

ВВЕДЕНИЕ

В тектонической структуре Камчатки большая роль принадлежит поднятию Валагинского хребта, входящего в систему восточных хребтов. Без расшифровки особенностей его строения невозможно создание ретроспективных моделей развития как всего Камчатского полуострова, так и его восточной части. Представления о стратиграфии хребта сложились благодаря работам В.И. Тихонова, А.Г. Цикунова, Б.И. Сляднева, М.И. Горяева, М.Е. Бояриновой и др. Этими исследователями было показано широкое распространение в его пределах кремнисто-вулканогенно-терригенных отложений мела, верхи разреза которых позднее были отнесены к нижнему палеоцену, а также терригенных толщ неогена. В 1991 - 1992 гг. авторами получены новые данные, касающиеся взаимоотношений, состава и возраста развитых на территории стратиграфических подразделений.

Соотношения и состав выделенных подразделений изучались в ходе крупномасштабного картирования центральной части хребта – территории, охватывающей верховья и водораздел рр. Валагина и Левой, бассейны рр. Китильгина, Коянова и Константиновской. Полевые исследования и камеральная обработка материалов проводились М.К. Бахтеевым, О.А. Морозовым, С.Р. Тихомировой, А.Е. Шанцером.

Возраст отдельных стратиграфических подразделений определялся по фораминиферам, радиоляриям и моллюскам. Фораминиферы и радиолярии обнаружены в единичных прослоях плотных, иногда полностью перекристаллизованных известняков и кремнистых пород. Изучение карбонатных пород в шлифах показало, что отдельные линзовидные прослои содержат обильные раковины фораминифер хорошей сохранности и более редкие скелеты радиолярий, замещенные кальцитом. При их выделении применялась концентрированная (45%) плавиковая кислота (HF). Образцы с остатками микрофауны в шлифах дробились на кусочки размером 2 - 3 см, помещались в пластиковые стаканы и заливались кислотой на 10 - 15 мин. Затем после удаления кислоты осадок отмывался водой. Так как в результате протравки получалось очень небольшое количество осадка, процесс повторялся несколько раз. Одна и та же порция кислоты использовалась не более трех раз.

Из кремнистых пород скелеты радиолярий извлекались путем их травления в слабом растворе (3 - 5%) плавиковой кислоты. Образцы дробились на кусочки размером 3 - 5 см и заливались кислотой на 10 - 12 ч, после чего осадок отмывался водой.

Изучение фораминифер производилось В.Н. Беньямовским, радиолярий – Н.Ю. Брагиным и Д.И. Витухиным, малакофауны – В.Н. Синельниковой.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В геологическом строении района принимают участие вулканогенно-терригенные образования верхнего мела, палеоцена, нижнего, среднего эоцена, миоцена и плиоцена. Деление палеоцена на подотделы, ярусы дано по работам Д.П. Найдина, В.Н. Беньямовского (1988). Верхнемеловые - нижнеэоценовые отложения принадлежат разным структурно-фациальным зонам (северо-западной и юго-восточной), разделенным Южно-Валагинским надвигом, погружающимся на северо-запад

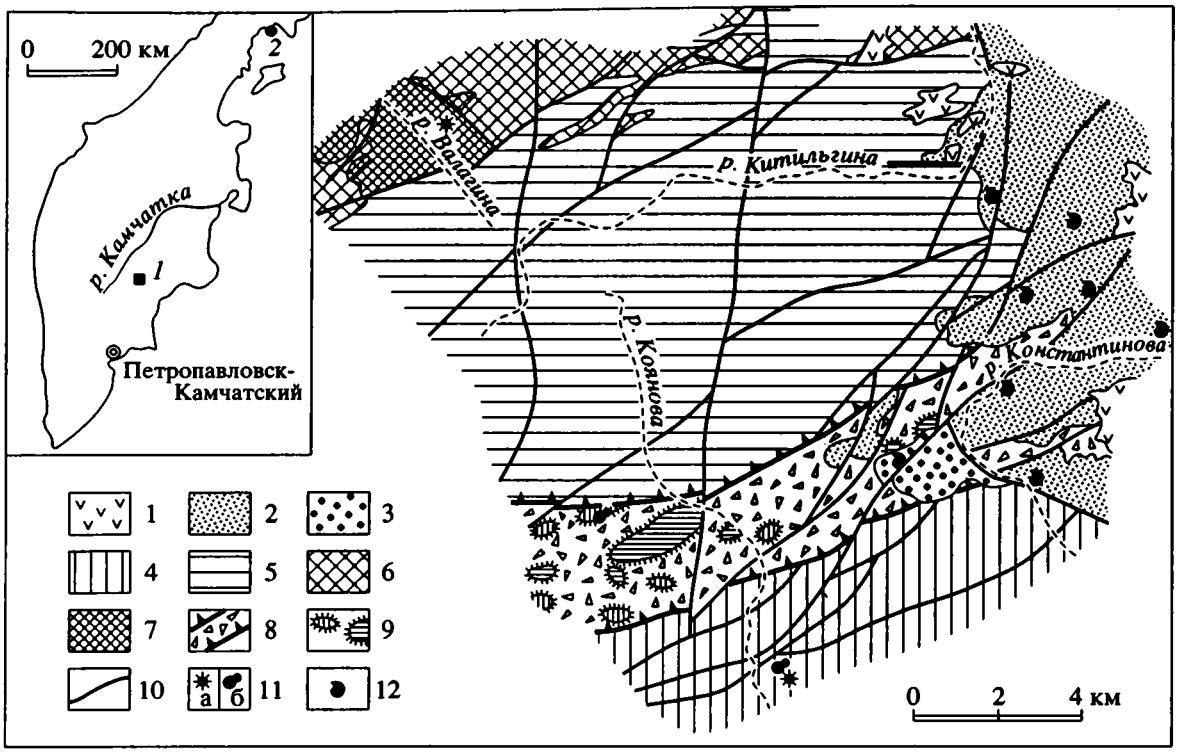


Рис. 1. Геологическая схема центральной части Валагинского хребта.

1 – верхний миоцен - плиоцен, щапинская свита; 2 – нижний - средний миоцен, осиповская толща; 3 – средний эоцен; 4, 5 – палеоцен - нижний эоцен; 4 – ветловская свита, 5 – тальниковская толща; 6 – палеоцен, китильгинская свита; 7 – верхний мел - нижний палеоцен (?), голубовская толща; 8 – зона Южно-Валагинского надвига и тектонический осадочный меланж; 9 – крупные блоки-включения ветловской свиты и тальниковской толщи в составе меланжа; 10 – разрывные нарушения сбросо-, взбросо- и сдвигового типов; 11, 12 – места находок: 11 – микрофауны (а – радиолярий, б – планктонных и бентосных фораминифер), 12 – малакофауны.

На врезке: местоположение описываемого района (*1*) и Ильпинского опорного разреза (*2*).

под углом около 40°. К надвигу приурочена полоса тектонического осадочного меланжа шириной до 3.5 км (рис. 1), содержащая за пределами изученной площади тектонические линзы серпентинитового меланжа (Зинкевич и др., 1992), что указывает на его глубинное заложение.

ВЕРХНИЙ МЕЛ - НИЖНИЙ ЭОЦЕН

В северо-западной структурно-фациальной зоне, охватывающей верховья рр. Валагина, Китильгина, Коянова, Константинова, осевую часть Валагинского хребта, развиты меловые - нижнеэоценовые отложения общей мощностью более 2700 м. В основании разреза залегает *голубовская толща* туфогенно-кремнистого состава мощностью более 350 м. Толща сложена зеленовато-серыми и серыми, тонко-, параллельнослоистыми туфокремнистыми и глинисто-кремнистыми породами, содержащими прослои и пачки серых и черных кремней, единичные прослои туфов базальтового состава, кремнистых туффитов. Роль последних возрастает в верхней части толщи. Отложения неравномерно пропилитизированы и карбонатизированы.

Толща совместно с вышележащей китильгинской свитой входит в состав валагинской серии, возраст которой по крайне редким находкам призматических слоев иноцерамов и единичным радиологическим датировкам считался сенонским - домаастрихтским (Шапиро и др., 1987).

На правом борту р. Валагина, в средней части разреза авторами из прослоев кремней выделены радиолярии Cornutella cf. californica (Campbell et Clark), Cromyodruppa sp., Cromyosphaera sp., Lithomitra sp., Stichomitra cf. livermorensis Campbell et Clark, Stylosphaera cf. pusilla Campbell et Clark позднекампан-маастрихтского и, возможно, палеоценового возраста. За пределами описываемого района, в северной части Валагинского хребта в кремнях нижней части разреза, отвечающей голубовской толще (Цуканов, 1991), обнаружены представители рода Ommatogramma sp., встречающиеся обычно в кайнозое, Stichomitra livermorensis Foreman, Amphipyndax stocki (Campbell et Clark), Dictyomitra multicostata Zittel gr., Orbiculiforma sp., Stichomitra sp., Spongurus sp., Lithomitra sp., отмечено обилие прунобрахид. Среди последних встречаются формы, похожие на Prunobrachium cf. longum кампан-палеоценового возраста. Указанные

данные позволяют условно определить возраст голубовской толщи как позднекампан-раннепалеоценовый.

Выше, согласно с постепенным переходом, отмечаемым массовым появлением туфов, залегает *китильгинская свита* мощностью 1300 м. Свита характеризуется двучленным строением. Нижняя часть, составляющая около 70% разреза, существенно пирокластическая, представленная зеленовато-серыми псаммитовыми и неяснослоистыми агломератовыми базальтовыми и андезитовыми туфами, с единичными прослоями вишнево-серых, сургучных андезитов, базальтов, их лавобрекчий и кластолав, тонкими линзами зеленых кремней. Верхняя часть отличается меньшим количеством пирокластики и сложена переслаивающимися андезитами, базальтами, с прослоями и пачками туфов того же состава.

Разрез северо-западной зоны венчается *тальниковской толщей* (более 1000 - 1100 м), согласно перекрывающей китильгинскую свиту. Имея в целом песчано-глинистый состав, она по литологическим особенностям подразделяется на четыре пачки.

Характерной особенностью первой (нижней) пачки мощностью 170 - 240 м является ее грубослоистое строение, заключающееся в чередовании серых, голубовато-серых граувакковых песчаников, тонкослойчатых и массивных, гравелитов, алевролитов, аргиллитов с их туфогенными разностями и туффитами, а также "замусоренность" пород щебнем и дресвой базальтов, известняков, гравийными зернами кварца.

К отличительной черте второй пачки (400 м) относится грубое цикличное чередование мощных (до 30 - 50 м) черных алевропелитовых слоев и серых, голубовато-серых пластов песчаников (полевошпато-кварцевых граувакк), иногда туфопесчаников мощностью 3 - 6 м.

Третья пачка (170 - 250 м) представлена двух-, реже трехкомпонентным флишем (с мощностью ритмов 0.5 - 1 м), состоящим из чередования серых песчаников полевошпато-кварцево-граувакковых состава, с градационной структурой, параллельнокосослоистых алевролитов, иногда аргиллитов. Ритмичность изредка нарушается появлением относительно мощных (1 - 1.3 м) слоев темно-серых туфопесчаников.

В четвертой пачке (свыше 190 м) преобладают темно-серые, почти черные алевритистые аргиллиты, аргиллиты и алевролиты. Среди алевропелитовых пород отмечаются тонкие прослои субаркозовых песчаников и конкреции известняков.

Стратиграфическое положение описываемой толщи остро дискуссионно. Одни исследователи под названием вахвинской серии помещают ее ниже валагинской (Решения 2-го Межвед. стратигр. совещ., 1974, 1984; Зинкевич и др., 1992), другие (под названием васкучевской свиты) – над китильгинской свитой (Петров и др., 1966), третьи полагают, что в вахвинскую серию объединены две терригенные толщи, залегающие ниже и выше валагинской серии (Селиверстов, Гречин, 1979).

Авторами установлено, что в изученном районе развита единая надкитильгинская толща. На это указывают непосредственное прослеживание ее подошвы и базальной "мусорной" пачки на площади от среднего течения р. Китильгина до бассейна р. Левой, однотипность строения стратиграфического разреза и литологических особенностей. Нигде не отмечены стратиграфические контакты изученного разреза с кремнистыми породами голубовской толщи, что было бы неизбежным при наличии второй более древней терригенной толщи, подстилающей кремнисто-вулканогенные отложения валагинской серии. По составу и строению описываемое подразделение сопоставимо с тальниковской толщей, выделенной М.Е. Бояриновой в бассейне руч. Бол. Тальник.

Западнее изученного района в образце (проба 2419/4) тальниковской толщи, переданной в 1992 г. М.Е. Бояриновой, определен комплекс планктонных фораминифер: Acarinina acarinata Subb.–A. subsphaerica Subb., Globigerina nana Chal., G. velascoensis Cusman, G. bacuana Chalilob, Globorotalia reissi Loebl et Tapp.–G. perolara Loebl. et Tapp., свидетельствующий о позднепалеоценовом-раннеэоценовом возрасте вмещающих отложений (табл. 1).

Учитывая, что в центральной части Валагинского хребта тальниковская толща располагается в едином разрезе с голубовской толщей и китильгинской свитой, лишенном угловых и видимых параллельных несогласий, значительно выше слоев с радиоляриями позднего кампана - маастрихта и, возможно, палеоцена (голубовская толща), возраст ее принимается палеоцен-раннеэоценовым.

Китильгинская свита, занимающая стратиграфическое положение между фаунистически документированными верхним мелом - палеоценом (?) и верхним палеоценом - нижним эоценом, по-видимому, отвечает части нижнего палеоцена.

В пределах юго-восточной структурно-фациальной зоны, охватывающей среднее течение рек Коянова и Константинова, развиты отложения *ветловской свиты*. Нижний контакт свиты и подстилающие образования не обнажены. От тальниковской толщи она отделяется полосой тектонического меланжа. Особенности строения свиты можно наблюдать в непрерывных обнажениях бортов каньонообразных долин рр. Коянова, Константинова (в среднем течении) и по их боковым притокам. Имея, в целом, карбонатно-кремнисто-вулканогенный состав, она подразделяется на три пачки.

Нижняя (туфогенно-осадочная) пачка сложена зеленовато-серыми, неяснослоистыми, неравномернозернистыми туфопесчаниками с линзовидными прослоями известковистых гравелитов, туфоар-

Таблица 1. Стратиграфическое положение изученных проб тальниковской толщи и ветловской свиты

Отдел	Подотдел	Ярус	Международная шкала по планктонным фораминиферам	Региональная шкала по планктонным фораминиферам	Стратиграфическое положение проб	
					ветловской свиты	тальниковской толщи
Эоцен	нижний	ипр	Acarinina pentacamerata	Pseudohastigerina wilcoxensis	2726/2	
			Globorotalia aragonensis			
			G. formosa			
			G. subbotinae	Globorotalia wilcoxensis		
Палеоцен	верхний	тенет	G. velascoensis	Globigerina nana		2419/4
			G. pseudomenardii		2425	
		зеландий	G. pusilla			
			G. angulata			
	нижний	монс	Acarinina uncinata			
		даний	Globorotalia trinidadensis			
			G. pseudobulloides			
			Globigerina eugubina			

гиллитов, туфокремнистых пород, алевритистых известняков. Неполная мощность пачки – 550 м.

Средняя (кремнисто-карбонатная) пачка (400 - 450 м) имеет отчетливо выраженное тонкопараллельнослоистое строение, отличающее ее от ниже- и вышележащих отложений. В состав пачки входят серые, зеленовато-серые карбонатно-кремнистые, глинисто-кремнистые, кремнисто-карбонатные породы, содержащие туфогенную примесь и прослои органогенно-детритовых известняков, кремней, вулканомиктовых песчаников и гравелитов. В истоках одного из правых притоков р. Коянова в прослое пелитоморфных известняков обнаружено массовое скопление планктонных фораминифер (проба 2425) Acarinina mcannai (White) (= A. subsphaerica Subb.), A. soldadoensis (Bronn.), A. acarinata Subb., Globorotalia aequa Cushm. et Renz., G. pseudomenardii Bolli, G. cf. velascoensis (Cushman), Globigerina nana Chal.

Все виды, кроме Globorotalia pseudomenardii, известны из верхнепалеоценовых (тенетских) отложений. Из глобороталий G. pseudomenardii обладает узким стратиграфическим интервалом и свойственна только нижней (одноименной) зоне тенета. Отсюда можно заключить, что возраст вмещающей средней пачки – ранний тенет (табл. 1). Похожий, почти идентичный комплекс, установлен в верхней подсвите южно-ильпинской свиты палеогенового разреза п-ва Ильпинский (Беньямовский и др., 1992) (табл. 2).

В этой же пробе определены радиолярии Theocotyle aff. nigrinae Riedel et Santilippo, типичные для нижнего - среднего эоцена тропической области Тихого океана. В подчиненном количестве встречены эоцен-олигоценовые Stylosphaera minor Campbell et Clark.

Проблема несовпадения возраста по фораминиферам и радиоляриям требует дальнейшего изучения.

Массовые (более 30% численности экземпляров) глобороталии свидетельствуют о тепловом режиме бассейна. Globorotalia pseudomenardii, G. aequa, G. velascoensis представляют собой типичные формы тропического пояса. В опорном Ильпийском разрезе известна только одна G. aequa (да и то в единичных знаках). Отсюда следует, что накопление отложений раннего тенета (средней пачки ветловской свиты) рассматриваемой территории проходило в тропическо-субтропической области океана. Палеоценоз (комплекс) почти на 100% составлен планктонными формами. Такого типа ценозы могли формироваться только в пелагической части открытого океана.

В составе верхней (туфогенной) пачки (более 530 м) преобладают темно-серые, зеленовато-серые массивные, неяснослоистые алевритовые и алевритопсаммитовые туфы и туффиты андезибазальтового состава, содержащие резко подчиненные прослои кремнистых пород, железистых аргиллитов, известняков, потоки андезибазальтов, лейкобазальтов, субщелочных оливиновых лейкобазальтов, гигантские чечевицеобразные конкреции микрозернистых известняков.

Породы средней и верхней пачек ветловской свиты, так же, как и тальниковской толщи, слагают крупные, размером сотни метров в поперечнике

Таблица 2. Сопоставление комплексов планктонных фораминифер

Род	Вид	Зона	Ильпинский разрез	Ветловская свита	Тальниковская толща
Globigerina	Globigerina nana	Globigerina nana (P_1t)	+	+	+
	G. velascoensis		+		+
	G. incisa		+		
	G. triloculinoides		+		
	G. bacuana		+		+
	G. compressaeformis		+		
	G. angipora		+		
Globorotalia	Globorotalia aequa		+	+	
	Gl. pseudomenardii			+	
	Gl. cf. velascoensis			+	
Acarinina	Acarinina acarinata		+	+	+
	A. mcannai (= A. subsphaerica)			+	+
	A. soldadoensis			+	
Globorotalia	Globorotalia reissi – G. perclara	Globorotalia wilcoxensis ($P_2ip_1^1$)	+		+
Globigerina	Globigerina inaequispira	Pseudohastigerina wilcoxensis ($P_2ip_1^2$)	+	+	
	G. ps. pseudoeocaena		+	+	
	G. gr. turgida		+		
	G. patagonica		+	+	
	G. linaperta		+		
	G. posttriloculinoides		+		
	G. aff. incretacea		+		
	G. aff. eocaena		+		
Pseudohastigerina	Pseudohastigerina micra		+		
	P. wilcoxensis		+	+	
Globorotaloides	Globorotaloides suteri		+	+	

блоки – включения в тектоническом осадочном меланже, разделяющем структурно-фациальные зоны. Эти блоки полностью сохраняют особенности разреза, состава и внутренней складчато-разрывной структуры стратиграфических подразделений. В одном из таких включений в верховьях р. Левой в прослое известняков верхней пачки ветловской свиты (проба 2726/2) обнаружены планктонные фораминиферы: Pseudohastigerina wilcoxensis Cushm. et Pont., Acarinina cf. pentacamerata Subb., A. cf. pseudotopilensis Subb., Globorotolloides suteri Bolli–Acarinina broedermanni, Globigerina cf. boweri Bolli, G. patagonica Todd and Kniker, G. pseudolocaena Subb. (juv), G. inaequispira Subb. (juv), а также характерные бентосные виды: Bulimina aksuatica Moroz., Globocassidulina globosa Hantk.

Состав приведенного комплекса позволяет однозначно отнести вмещающие отложения верхней пачки к ипрскому ярусу нижнего эоцена и сопоставить его с комплексом зоны Pseudohastigerina wilcoxensis Ильпинского разреза (рис. 2, табл. 1, 2). Pseudohastigerina datum фиксирует нижнюю границу эоцена Северо-Западной Европы (Berggren, 1967). Не противоречат этому и отмеченные бентосные фораминиферы, начало распространения которых в Ильпинском разрезе связано с ипрскими отложениями.

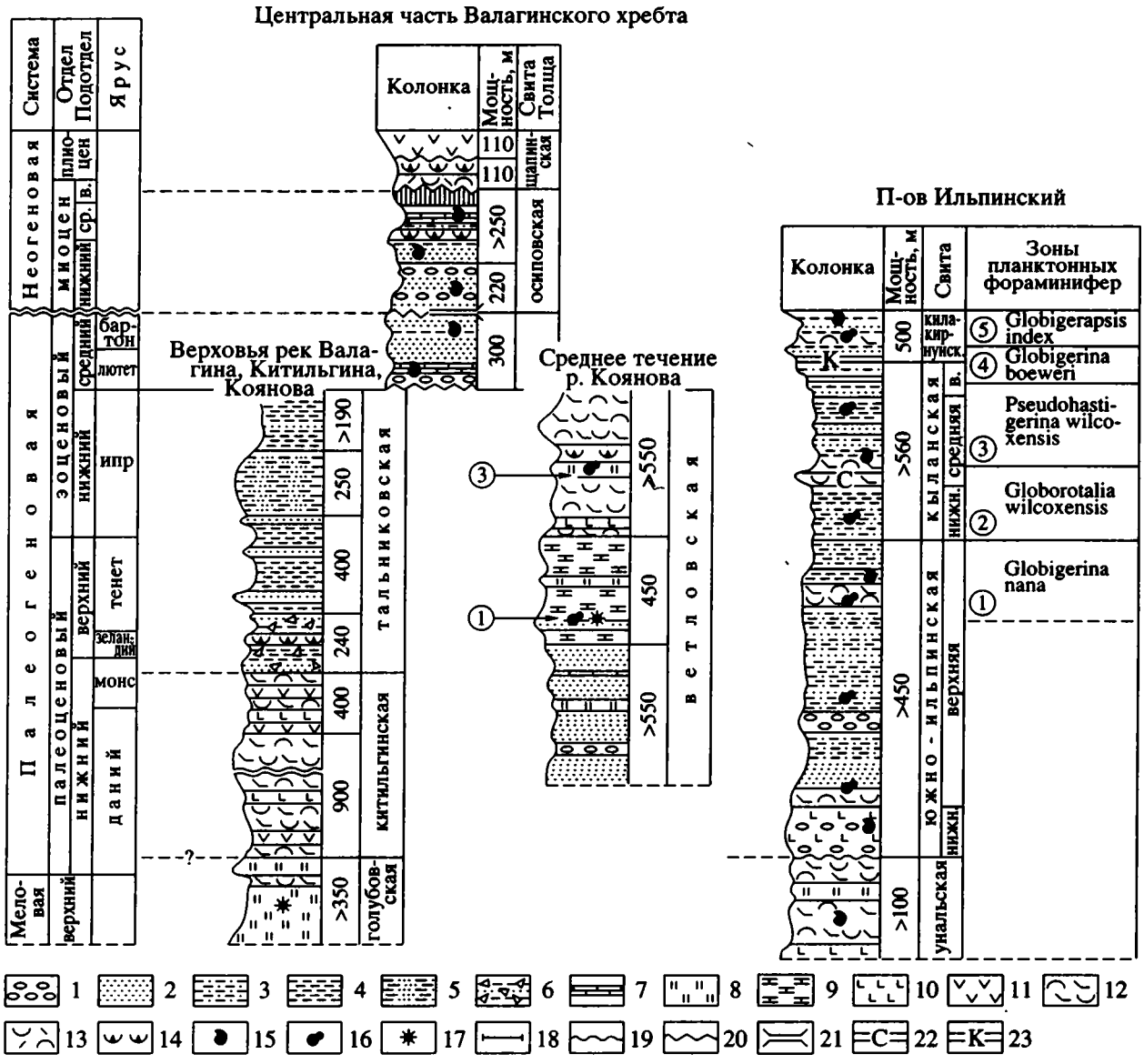


Рис. 2. Схема сопоставления стратиграфических разрезов центральной части Валагинского хребта и Ильпинского полуострова.

1 – конгломераты, туфоконгломераты, гравелиты; 2 – песчаники, туфопесчаники; 3 – алевролиты; 4 – глины, аргиллиты, туфоаргиллиты; 5 – песчано-алевролито-аргиллитовый флиш; 6 – щебнисто-дресвяные песчаники и аргиллиты; 7 – известняки; 8 – кремнистые, глинисто-кремнистые, туфокремнистые породы; 9 – кремнисто-карбонатные, карбонатно-кремнистые породы; 10 – базальты; 11 – андезиты и андезибазальты; 12 – туфы основного и среднего составов; 13 – туфы кислого состава; 14 – туффиты; 15 – моллюски; 16 – фораминиферы; 17 – радиолярии; 18 - 21 – взаимоотношения подразделений (18 – согласные, 19 – размывы, 20 – угловые несогласия, 21 – тектонические контакты); 22, 23 – маркирующие горизонты (22 – сиреневые туфы, 23 – килакирнунский туфопесчаник).

Палеоэкологический анализ рассматриваемого комплекса ископаемых корненожек указывает на существенную палеоэкосистемную перестройку, произошедшую в позднеипрское время. Теплая тропическо-субтропическая водная масса с обильными акарининами, глобороталиями сменилась на более прохладную (субтропически-умеренную), в которой обитали представители умеренно-теплых средневысоких морей: псевдохастегерины, глобигерины, глобороталлоидесы и полностью исчезли тепловодные глобороталии. Представители рода Pseudohastigerina в массовом числе свойственны ассоциациям высоких широт (Toumarkline, Luterbacher, 1985).

Описываемые отложения всеми исследователями, изучавшими бассейны рек Коянова и Константиновской, относились к ветловской свите. Западнее, на левобережье р. Левой разрез ветловской свиты М.Е. Бояриновой рассматривался в качестве гипостратотипа. На территории, примыка-

ющей к гипостратотипу, в долине р. Кавычи, в верхней части ветловской свиты И.И. Ковелем обнаружены Globigerina quadritriloculinoides Chal., G. incisa Hill., G. pseudoeocaena pseudoeoceana Subb., G. inaequispira Subb., Acarinina acarinata Subb., A. soldadoensis (Bronn.), A. subsphaera Subb., Globorotalia wilcoxensis Cushm. et Pont., G. reussi Loebl. et Tapp. И.И. Ковель приходит к выводу о нижнеэоценовом возрасте вмещающих отложений.

Из этого же района в одном из образцов ветловской свиты из коллекции М.Е. Бояриновой (проба 2542/14) обнаружены планктонные фораминиферы из группы Globigerina trilomlinoides Plumm., а также плохой сохранности Globigerina varianta Subb., Globorotalia cf. trinidodensis Bolli, Globocomisa cf. daubjergensis (Bronn.), характерные для датского яруса палеоцена (уровень зоны Globorotalia trinidadensis–Globoconusa daubjergensis) (Беньямовский и др., 1992). Однако имеются сомнения в правильности этих определений в связи с очень плохой сохранностью фораминифер и крайне незначительной их численностью в пробе.

Приведенные палеонтологические данные свидетельствуют о палеоцен-раннеэоценовом возрасте ветловской свиты и о синхронности ее тальниковской толще и, возможно, верхней части китильгинской свиты соседней северо-восточной структурно-фациальной зоны).

Более молодые среднеэоценовые, нижне-среднемиоценовые и верхнемиоцен-плиоценовые отложения являются общими для обеих структурно-фациальных зон.

СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

Как уже указывалось, структурно-фациальные зоны разделяются полосой меланжа. Включения, заключенные в тектонизированный аргиллитоподобный матрикс, состоят из пород различных пачек тальниковской толщи и ветловской свиты. Меланж со структурным несогласием перекрывается ("запечатывается") туфоаргиллитопесчаниковой толщей, представленной, в основном, зеленовато-серыми граувакковыми песчаниками и алевритистыми туфоаргиллитами. Базальный горизонт толщи, имеющий линзовидное строение, образован темно-серыми мелкогалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками. Последние содержат большое количество моллюсков различной сохранности, образующих иногда ракушняки. Среди них встречены: Miltha snatolensis Sin., Modiolus flabellatus utcholokensis Slod., Tellina snatolensis Sin., Macoma sp., Mya sp., характерные для снатольского горизонта Западной Камчатки и определяющие среднеэоценовый возраст толщи. В пределах Валагинского хребта средний эоцен в терригенных фациях выделяется впервые. Мощность его превышает 300 м.

НИЖНИЙ - СРЕДНИЙ МИОЦЕН

К нижнему - среднему миоцену отнесена *осиповская толща*, входящая в состав корниловской серии и прослеживающаяся от р. Осиповской до верховьев р. Константина. На отложениях китильгинской свиты, тальниковской толщи и ветловской свиты она залегает с отчетливо проявленным структурным несогласием, а с отложениями среднего эоцена контактирует по разрыву. Имея в целом терригенный состав, толща подразделяется на две пачки.

Нижняя (базальная) пачка (до 220 м) представлена желтовато-серыми, буровато-серыми, голубовато-зелеными разнозернистыми граувакковыми песчаниками с многочисленными линзами и прослоями буровато-серых гравелитов, галечных и валунно-галечных конгломератов, неравномернообломочных и пуддинговых. Верхняя пачка (более 250 м) сложена темно-серыми, табачно-серыми туфопесчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами, содержащими прослои туффитов, линзы и стяжения песчанистых, алевритистых известняков, известковистых песчаников и алевролитов. Породы загрязнены "плавающими" гравийными зернами и галькой, а также мелкими (первые сантиметры мощности) линзочками гравийных песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов.

Линзы и стяжения известковистых пород содержат многочисленные остатки Cardium etheringtoni Kog., C. meekianum Gabb., Clinocardium nuttallii (Conr.), Macoma chejsliensis Sin., M. cf. optiva Yok., Macoma aff. orbiculata Scarlato, Mya cuneiformis Bohm., M. profundior Grant et Gale, Spisula equilateralis Clark, Tellina aragonica Dall., Thiasira disjuncta Gabb. Из них Mya cuneiformis, Spisula equilateralis, Thiasira disjuncta характерны для кулувенской и ильинской свит нижнего миоцена - начала среднего миоцена Западной Камчатки. Все остальные формы встречаются в разрезах какертской свиты среднего миоцена. Возраст осиповской толщи – ранне-среднемиоценовый.

ВЕРХНИЙ МИОЦЕН - ПЛИОЦЕН

Разрез дочетвертичных отложений венчается *щапинской свитой*, с угловым несогласием залегающей на осиповской толще. В основании залегает пачка (110 м) ритмично чередующихся светло-серых, слабо литифицированных туффитов смешанного состава, псаммито-алевритовых дацитовых туфов и песчанистых глин. Туффиты содержат отдельную рассеянную по породе мелкую гальку, гравийные зерна и углефицированный детрит. Верхняя пачка (более 130 м), представленная андезитовыми и лейкоандезибазальтовыми потоками нескольких генераций, выполняет неровности довулканического рельефа, залегая практически горизонтально на полого наклоненных осадочно-туфогенных отложениях нижней пачки и

песчаниках осиповской толщи. По данным предшественников (Волынец и др., 1990) возраст щапинской свиты – поздний миоцен - плиоцен.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В пределах северо-западной структурно-фациальной зоны меловые и палеогеновые отложения связаны стратиграфически непрерывным разрезом без угловых и структурных несогласий.

2. Верхи валагинской серии и залегающая выше тальниковская толща палеоцена - раннего эоцена северо-западной зоны синхронны отложениям ветловской свиты юго-восточной зоны.

3. Ветловская свита представляет собой картируемое геологическое тело со специфическими особенностями внутреннего строения, характерным набором пород и определенной биостратиграфической характеристикой.

4. Ветловский этап седиментации отвечает двум крупным эвстатическим трансгрессиям: тенетской - раннеипрской и позднеипрской. С первой трансгрессией связан климатический оптимум, свойственный не только северу Тихоокеанской области, но и другим областям Северного полушария (Челебаева, Братцева, 1986).

5. Возраст первой крупной структурной перестройки на территории Валагинского хребта, начиная с кампанского века, соответствует рубежу раннего и среднего эоцена или началу среднего эоцена.

Авторы выражают благодарность В.С. Свердлову, принимавшему участие в полевых исследованиях и камеральной обработке материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100 - 113.

Волынец О.Н., Успенский В.С., Антошин Г.Н. и др. Позднекайнозойские внутриплитные базальты Восточной Камчатки // ДАН СССР. 1990. Т. 313. № 4. С. 955 - 959.

Зинкевич В.П., Федорчук А.В., Цуканов Н.В. Аккреционная тектоника юга Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1992. № 3. С. 64 - 78.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О верхнем ограничении датского яруса. Статья 1. Стратотипы ярусов палеоцена // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 10. С. 3 - 15.

Петрина Н.М., Шапиро М.Н., Бояринова М.Е. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточных хребтов Камчатки // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 53. Вып. 3. С. 47 - 61.

Петров В.С., Цикунов А.Г., Пронин А.А. Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой и терригенной формации Валагинского хребта // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 15 - 24.

Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских о-вов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1974; Петропавловск-Камчатский, 1984. 131 с.

Селиверстов В.А., Гречин В.И. Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 182 - 204.

Серова М.Я., Данилеско Л.А., Коляда А.А., Петрина Н.М. Расчленение верхнемеловых и палеогеновых отложений Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 73 - 83.

Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.

Челебаева А.И., Братцева Г.М. К климатостратиграфии палеогена по палеофлорам (север Тихоокеанской области и смежные регионы) // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч. 2. М.: Наука, 1985. С. 157 - 209.

Шапиро М.Н., Ермаков В.А., Шанцер А.Е. и др. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.

Beggren W.A. Paleogene Biostratigraphy and planktonic Foraminifera of Northern Europa // Proceed. First Inter. Confer. Plankt. Microfoss. Geneva, 1976. V. 1. P. 121 - 160.

Tourmarkline M., Luterbacher H. Paleocene and Eocene planktic foraminifera // Plankton Stratigraphy. 1985. P. 88 - 152.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1994, том 2, № 6, с. 85 - 102

УДК 551.781.(470.41.5)

ЭОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО БОРТА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ (ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И ЦИКЛИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)

© 1994 г. Э. П. Радионова, Т. В. Орешкина, И. Е. Хохлова, В. Н. Беньямовский

Геологический институт РАН, 109117 Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 20.09.93 г.

Северный борт Днепровско-Донецкой впадины в эоцене являлся областью перехода от карбонатного к терригенно-кремнистому осадконакоплению. Использование фораминифер, наннопланктона, радиолярий, диатомей и силикофлагеллят позволило уточнить возраст киевской и низов харьковской (деризовской) серий и отнести их к верхнему лютету и бартону.

Обе свиты представляют собой два полных трансгрессивно-регрессивных цикла, начинающихся и кончающихся песчаными отложениями. Наиболее богатый комплекс микроорганизмов приурочен к низам киевской свиты, переходу от песков к глинам. Здесь присутствуют наннопланктон, бентосные фораминиферы, радиолярии и диатомеи, представленные открыто-морскими экологическими группировками. Во всех планктонных группах встречены зональные виды, по которым и произведена датировка толщ. В верхней части киевской свиты присутствует только бедный комплекс диатомей. В трансгрессивной части второго цикла при переходе от песков к алевритам харьковской серии обнаружены радиолярии, диатомеи и силикофлагелляты. Радиоляриевый комплекс беден, диатомовый – обогащен за счет увеличения количества неритических видов. Тем не менее, во всех трех группах сохраняются реперные, открыто-морские виды, что позволило провести зональное расчленение.

По типам разрезов и составу сообществ микрофоссилий в морском эоценовом бассейне, покрывавшем юг Русской платформы и сопредельные территории, выделяются две провинции. Южная – характеризуется карбонатным типом разреза с разнообразными бентосными и планктонными фораминиферами и наннопланктоном; северная – преимущественно неизвестковыми песчано-глинистыми осадками с редкими бентосными фораминиферами и наннопланктоном и богатыми комплексами радиолярий, диатомей и силикофлагеллят.

Классическая область развития палеогена северного типа – Днепровско-Донецкая впадина. В палеогеновой последовательности впадины есть единственный интервал, прекрасно охарактеризованный микрофоссилиями: киевская свита с разнообразными фораминиферами и наннопланктоном и перекрывающие ее осадки нижней части харьковской свиты с многочисленными диатомеями и силикофлагеллятами, а также более редкими, хуже сохранившимися радиоляриями. Интервал мог бы стать надежнейшим биостратиграфическим репером для всего палеогена Днепровско-Донецкой впадины, но этого не произошло по двум причинам. Во-первых, до сих пор обсуждается точное стратиграфическое положение киевской свиты. Во-вторых, для стратификации вышележащей диатомово-радиоляриевой толщи используются региональные зональные шкалы по кремнистым организмам, возраст подразделений которых, в конечном итоге, определяется, исходя из возраста киевской свиты. Остановимся на этих вопросах подробно.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ

Стратотипические разрезы второй половины палеогена расположены в Киевском Приднепровье, где были выделены киевская свита и харьковская серия. Киевская свита (первоначально "киевский ярус" (Соколов, 1893) отчетливо распадается на 3 части в ранге слоев: нижний слой – фосфоритовый песок, средний – киевский "мергель", верхний – "наглинок" – слой бескарбонатной глины. Первоначально по моллюскам устанавливался верхнеэоценовый возраст киевской свиты, однако, после находок фораминифер и наннопланктона в "киевском мергеле" толща стала датироваться средним эоценом.

"Харьковский ярус" был описан как толща глауконитовых песков и бескарбонатных глин. По литологическому облику и по фауне моллюсков она сравнивалась (Соколов, 1893) с глауконитовыми песками латторфа, т.е. датировалась олигоценом. Позднее непрямыми сопоставлениями эти отложения были выведены на уровень мандриковских известняков, описанных близ г. Днепропетровска, содержащих наннопланктон верхнего эоцена (Макаренко и др., 1987).

На территории России в 50 - 60-х годах для расчленения тех же толщ использовалась литостратиграфическая схема Н.И. Семенова (1965). Верхняя часть палеогенового разреза была разделена им на сергеевскую, тишкинскую и касьяновскую свиты, их стратотипические разрезы расположены в среднем и нижнем течении р. Северный Донец. Представлялось, что сергеевская и тишкинская

Таблица 1. Изменение представлениий об объеме киевской и харьковской свит

Отдел	Подотдел	Ярус	Зоны планктонных фораминифер Крымско-Кавказской шкалы	Горизонты	Зосимович и др., 1966	Краева, 1974 Краева, Люльева, 1977	Григялис и др., 1988 Макаренко, Зернецкий, Зелинская и др., 1987	Иосифова и др. Схема ПГО "Геология–центр" (отчет) 1982	В данной статье
Олигоцен	Нижний	Рюпель		Хадумский	Харьковская свита	Харьковская свита	Харьковская серия: Межигорская свита	Харьковская серия: Кантемировская свита	
Эоцен	Верхний	Приабон	Globigerapsis tropicalis	Белоглинский	Киевская свита: Верхняя подсвита	Киевская свита: Верхняя подсвита	Харьковская серия: Обуховская свита	Харьковская серия: Деризовская свита	
	Средний	Бартон	Globigerina turcmenica	Кумский	Киевская свита: Нижняя подсвита	Киевская свита: Нижняя подсвита	Киевская свита	Киевская свита	Деризовская свита
			H. alabamensis						
		Лютет	Acarinina rotundimarginata	Керестинский		Бучакская свита		Бучакская свита	Киевская свита
				Куберлинский					
			A. bullbrooki		Бучакская свита		Бучакская свита		Бучакская свита

свиты соответствуют киевской свите Украины, а касьяновская – харьковской. Некоторую путаницу в эту корреляцию внесло объединение верхней части киевской и харьковской серий в верхнекиевскую подсвиту.

При картировании было выяснено, что киевская свита, изменяясь, переходит на северо-восточном и юго-западном крыльях Днепровско-Донецкой впадины в глинисто-кремнистую толщу. Именно в этих районах и возникли затруднения в разделении "киевских" и "харьковских" отложений. В этой связи в верхнекиевскую подсвиту (табл. 1) объединили слои с кремневыми прослоями и ликвидировали харьковскую свиту (Зосимович и др., 1963). Позднее верхний слой киевской свиты – "наглинок" отнесли к харьковской серии, которая в новом объеме стала двучленной, ее нижним членом оказалась обуховская свита, к которой были отнесены все кремневые слои, а верхним – песчаная межигорская свита, бедная органическими остатками (Макаренко и др., 1987).

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Фораминиферы "киевского" яруса (горизонта, свиты) Днепровско-Донецкой впадины изучались более полувека. О.К. Каптаренко-Черноусовой (1951, 1956) были подытожены материалы предшествующих исследований и дано описание 120 видов фораминифер. А.В. Фурсенко и К.Б. Фурсенко (1961) в сводке по фораминиферам киевских отложений Белоруссии и Литвы дополнительно описали еще 69 видов. Киевские отложения в цитируемых работах относились к верхнему эоцену на основании литологических корреляций.

Стратиграфический анализ комплексов фораминифер киевского яруса был дан в работах Ю.П. Никитиной (1963), Е.Я. Краевой (1974), Краевой и Люльевой (1977). Е.Я. Краева по украинской схеме того времени делила киевскую свиту на 2 подсвиты. Комплексы фораминифер нижнекиевской подсвиты сопоставлялись ею с зонами Hantkenina alabamensis и Globigerina turkmenica, т.е. с керестинским и кумским горизонтами Крымско-Кавказской шкалы. Верхняя подсвита рассматривалась как аналог зоны Globigerapsis tropicalis белоглинского горизонта. Ю.П. Никитина включала в киевский ярус только нижнюю подсвиту; а верхнюю – помещала в харьковский. В более поздних работах по палеогену запада и юга Восточно-Европейской платформы (Макаренко и др., 1987; Григялис и др., 1988; Зосимович, 1992) киевская свита по фораминиферам и наннопланктону относилась к верхнему лютету - бартону (зоны P12 - P14).

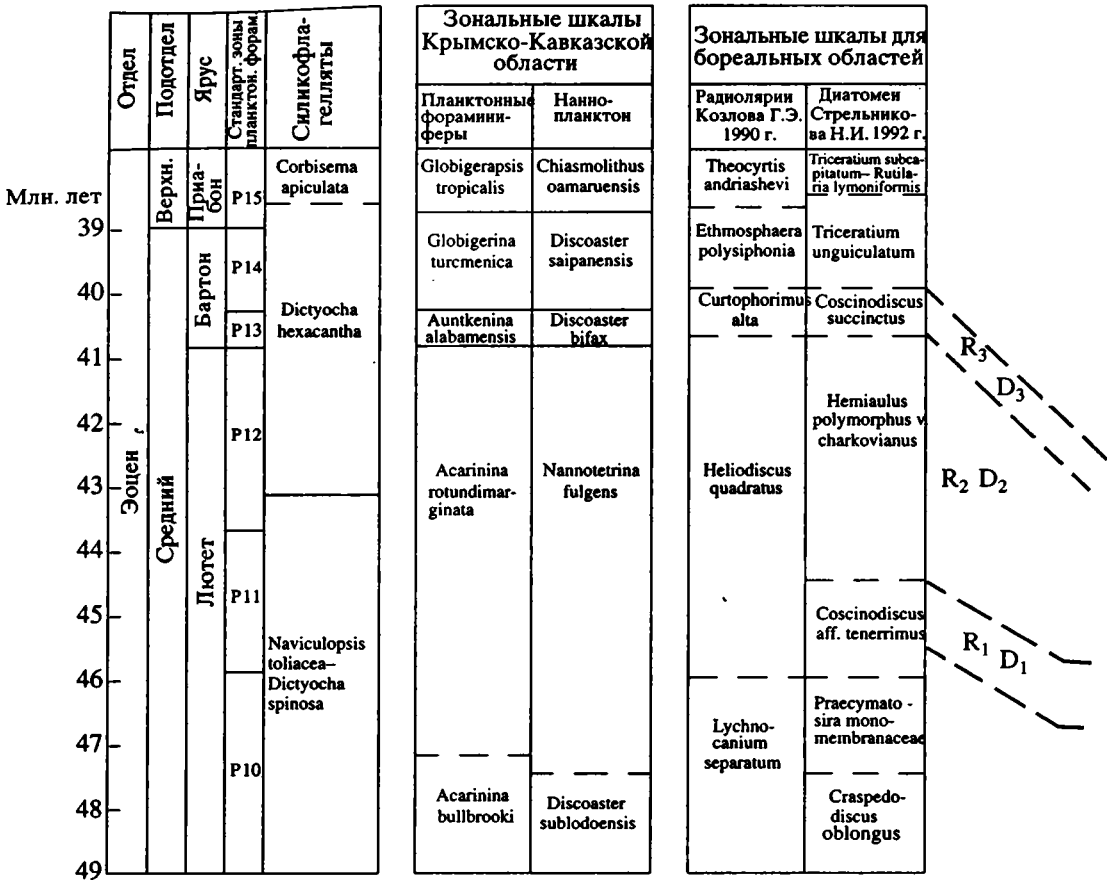
Таким образом, у биостратиграфов, изучавших фораминиферы, были расхождения как в понимании объема киевской свиты, так и в сопоставлении обеих свит с горизонтами Крымско-Кавказской области (табл. 1).

Радиолярии киевской и харьковской свит Северо-Восточной Украины и прилегающих областей России известны с конца прошлого века. О.К. Каптаренко-Черноусовой (1951) впервые высказано мнение о принадлежности бескарбонатных радиоляриевых глин, залегающих на так называемом "киевском мергеле", скорее к "киевскому ярусу", чем к "харьковскому". С.В. Точилина (1966) из этих толщ описала ряд новых видов и родов радиолярий. Ею впервые выделены 4 горизонта (слои) с различными комплексами радиолярий – сумской, каневский, киевский и харьковский (Точилина, 1975). Комплекс радиолярий киевской свиты она сопоставляет с кумским Туркмении, а харьковский – с белоглинским комплексом бассейнов Нижнего Дона и Восточного Прикаспия. В.С. Горбунов (1979) выделил три комплекса радиолярий из нижней части бучакской, средней и верхней частей киевской свит. Возраст бучакского комплекса рассматривался им как среднеэоценовый, а обоих киевских – как верхнеэоценовый, т.е. в датировке комплексов он следовал за представлениями о возрасте литостратонов. Поэтому, при работе с фактическим материалом, обсуждаемым в предлагаемой статье, приходилось постоянно обращаться к данным Г.Э. Козловой (Козлова, Горбовец, 1966; Козлова, 1990 и др.). Разработанная ею зональная шкала по радиоляриям для бореальной зоны (рисунок) вобрала в себя данные практически всех предыдущих исследований по радиоляриям из палеогеновых отложений России и сопредельных областей. Из-за относительной таксономической бедности описываемых в настоящей статье ассоциаций радиолярий, оказалось невозможным выделить зоны бореальной шкалы. Однако выделенные комплексы с разной долей уверенности сопоставляются с зональными комплексами Г.Э. Козловой.

Диатомеи впервые были изучены из стратотипического разреза харьковской свиты (Успенская, 1935, 1940). А.П. Жузе из этих отложений было выделено 3 комплекса диатомей (1949), стратиграфические объемы которых не указывались, но отмечалось, что верхний комплекс, наиболее богатый, включает большое количество видов океанического планктона.

А.П. Ольштынской (1978) комплексы диатомей из тишкинской и касьяновской свит были названы нижне- и верхнекиевскими. Отмечалась относительная бедность нижнего комплекса и большое видовое разнообразие верхнего за счет возрастания роли пеннатных диатомей и силикофлагеллят. Оба комплекса были датированы верхним эоценом.

З.И. Глезер комплекс верхнекиевской подсвиты отнесла к зоне Paralia oamaruensis со стратотипом по разрезу у с. Староверовка по р. Северный Донец на основании корреляции с комплексами океанических диатомей о. Барбадос и серии Оамару (Новая Зеландия), датировала их сначала ранним олигоценом (Глезер и др., 1965), затем верхним эоценом (Глезер, 1979).



Местоположение скважин и их разрезы, интервалы распространения комплексов карбонатного и кремневого планктона, корреляция с зональными биостратиграфическими шкалами, трансгрессивно-регрессивный циклы.

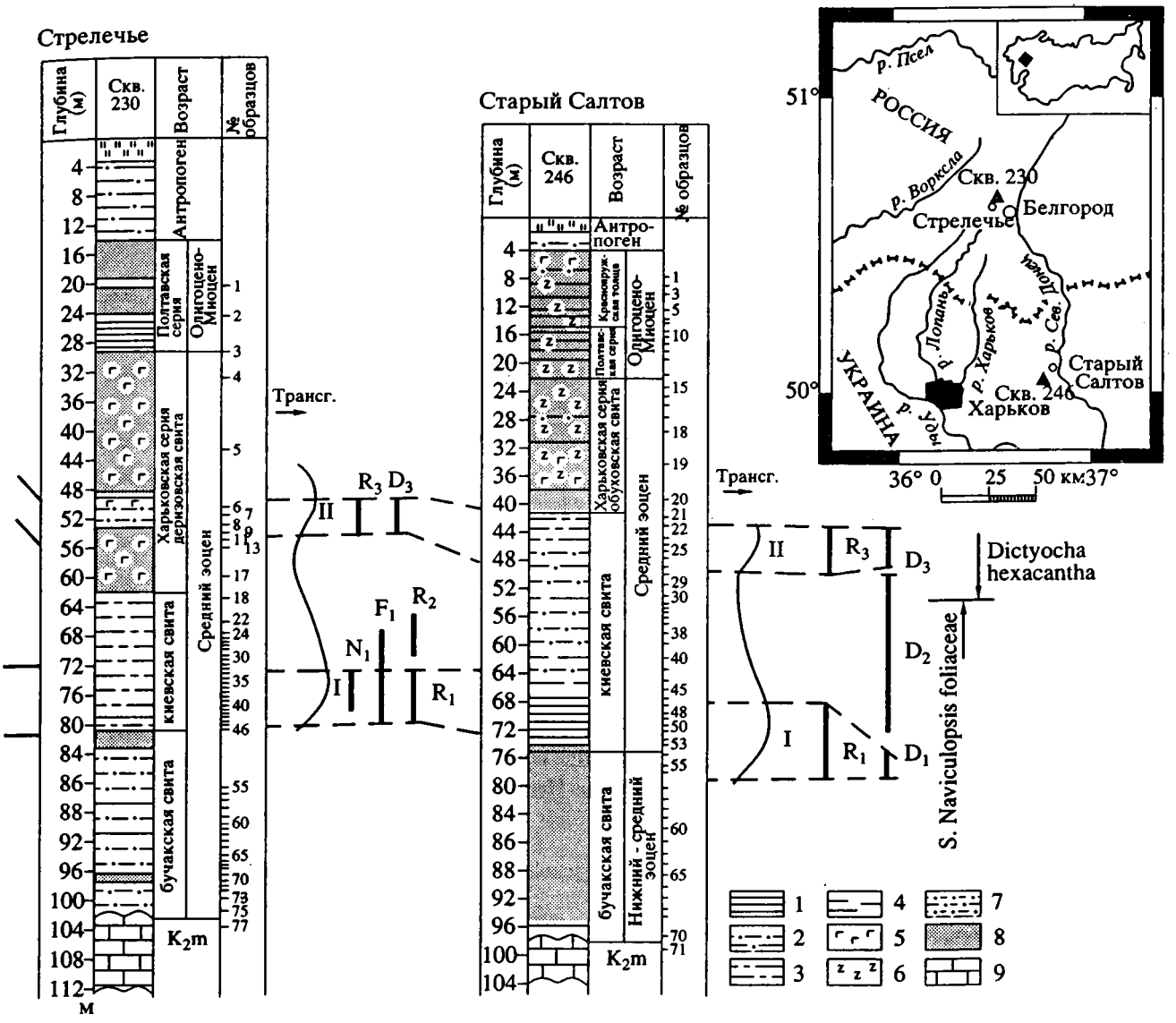
I – киевский трансгрессивно-регрессивный цикл; II – харьковский трансгрессивно-регрессивный цикл; N – комплекс наннопланктона зоны Discoaster bifax; F – комплекс планктонных фораминифер зоны Pseudoclavulina subbotinae–Hopkinsina bykovae ucrainica; комплексы радиолярий: R_1 – зоны Heliodiscus quadratus; R_2 – зоны Cyrtoformis alta; R_3 – зоны Ethmosphaera polysiphonia; комплексы диатомей: D_1 – зоны Coscinodiscus tennerimus; D_2 – зоны Hemiaulus polymorphus var. charkovianus; D_3 – зоны Coscinodiscus succinctus. Литология: 1 – глины; 2 – песчанистые глины; 3 – алевритовые глины; 4 – примесь глинистого материала; 5 – глауконит; 6 – слюда; 7 – алевриты; 8 – пески; 9 – известняки.

Позже Н.И. Стрельниковой (1992) в разрезе тишкинской свиты у с. Кантемировка были выделены комплексы с Coscinodiscus aff. tennerimus, Hemiaulus polymorphus v. charkovianus, Coscinodiscus succinctus, последовательно сменяющие друг друга, а в низах касьяновской – комплекс с Rutilaria lymoniformis. Эти комплексы рассматривались ею как зональные и были прослежены в других разрезах, в том числе океанских, где они соотносятся (по скв. 605 в Атлантическом океане) с зонами NP15 - 16 по наннопланктону, т.е. имеют среднеэоценовый возраст (рисунок). Возможность использования шкалы Н.И. Стрельниковой обсуждается ниже.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Изучены литология и микроостатки разрезов двух скважин: 230 (Стрелечье) и 246 (Старый Салтов), пробуренных Белгородским ПГО в 1990 - 1991 гг. на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы близ г. Белгорода (рисунок). Описание разрезов и выделение литостратонов было сделано А.Г. Назарковым. Он использовал литостратиграфическую схему, разработанную ПГО "Центргеология" для палеогеновых отложений Воронежской антеклизы на основе модифицированной литостратиграфической схемы палеогена Украины (Макаренко и др., 1987). В отчете Ю.И. Иосифовой и Е.А. Шуленкиной за 1982 г. эоценовые отложения были расчленены на бучакскую, киевскую и деризовскую (обуховскую) свиты. Трансгрессивно залегающая киевская свита разделялась на 3 пачки: нижнюю – песчанистую, среднюю – карбонатную, кремнистую или глинистую, верхнюю – глинистую, или кремнистую. Харьковская серия Воронежской антеклизы рассматривалась в объеме деризовской (обуховской), пасековской и кантемировской свит. Лишь нижняя из них, сложенная глауконитовыми песками и глинистыми алевритами, отнесена к эоцену.

В разрезах обеих скважин (рисунок) палеогеновые отложения подстилаются светло-серыми



Окончание.

мелоподобными известняками маастрихтского возраста, на которые с размывом ложатся темно-зеленые и серо-зеленые слюдистые глауконитовые алевриты бучакской свиты. В основании киевской свиты, по-видимому, имеется размыв. Ее разрез начинается пачкой светлых песков (2 - 4 м), которая сменяется серыми и серовато-зелеными глинами и глинистыми алевритами с линзочками и прослоями кварцевого песка, мощностью 17 м в скв. 230 и 34.6 м в скв. 246. Деризовская (обуховская) свита представлена желтыми, серыми и зеленоватыми песками, слюдисто-глауконитовыми, в отдельных интервалах – глинисто-алевритовыми, мощностью 13.7 м в скв. 230 и 17.6 м скв. 246. В обеих скважинах осадки обуховской свиты перекрываются песками полтавской серии неогена.

МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Скв. 230 (Стрелечье)

Фораминиферы. Обнаружено 2 комплекса фораминифер: нижний – в бучакской свите (интервал 87.5 - 83.8) с Globigerina и Acarinina плохой сохранности и верхний – в киевской (интервал 78 - 78.8 м) с богатой и разнообразной ассоциацией бентосных корненожек, включающий до 70 видов. Таксономический состав и количественные характеристики комплекса фораминифер нижней части киевских отложений приведены в табл. 2. Среди бентосных фораминифер с песчанистой стенкой обнаружены представители трех родов: Haplophragmoides, Textularia и Clavulina. Найдены также примитивные песчаные фораминиферы рода Rhabdommina. Бентосные фораминиферы с изве-

Таблица 2. Фораминиферы из нижней части киевской свиты

Комплекс фораминифер нижней части киевской серии (скв. 230, инт. 78 - 68.8 м)			
Бентосные		Guttulina sp.	x
Отряд Astrorizida		Globulina gibba d'Orbigny	x
Rhabdammina eocenica Cushman et Hanna	x	G. ex. gr. gibba d'Orbigny	x - 0
Psammosphaera fusca Schultze	x	Oolina aplicata d'Orbigny	x
Отряд Ammodiscida		*Отряд Rotaliida*	
Cornuspira ivolensis (Reuss) (= Ammodiscus incertus (d'Orbigny)		Надсемейство Discorbacea	
Haplophragmoides rotundidorsatum Hantken	x	Discorbis ergenensis Morozova	x
H. glomeratum (Brady)	x	Gyroidina octocamerata Cushman et Hanna	x - 0
H. eggeri Cushman	x - 0	Eponides umbonatus (Reuss) (=E. praeumbonatus Mjatliuk)	x
Семейство Textulariidae		Alabamina ex. gr. almaensis (Samoilova)	x
Spiroplectammina pischvanovae A.V. et K.B. Furssenko	x - 0	Asterigerina lucida Minakova	0
S. guembelli Hagn. (= Textularia labiata Reuss)	x - 0	Надсемейство Anomalinacea	
Textularia hueri d'Orbigny	x	Cibicidoides sp.	x - 0
T. flexibilis Kaptarenko	x - 0	C. biumbonatus A.V. et K.B. Furssenko	0 - 0
T. calix Grzybowski	x	C. karpaticus Mjatliuk	x - 0
Frankenia crassa Kaptarenko	x	Brotzenella acuta acuta (Plummer)	x
Отряд Ataxophragmiidae		Heterolepa bionus Schutzkaja	x
Gaudryina asiphonia (Andrea)	x	H. pymeus (Hantken) = H. sulzensis (Herrman)	x
Clavulinoides szaboi Hantken	x - 0	Planulina burlingtonensis (Jenning) (= Cibicides cribrosus A. V. et K. B. Furssenko)	x - 0
Clavulina parisiensis d'Orbigny	x - 0	Anomalina nonioninoides A. V. et K. B. Furssenko	0 - 0
C. cylindrica Hantken	x - 0	A. affinis Hantken	x - 0
Pseudoclavulina subbotinae I. Nik = P. terkensis (Chalilov) = P. cf. cocaensis (Cushman)	x - 0	Семейство Nonionidae	
Отряд Nodosariida		Nonion scaphum Fichtel et Moll = N. ovalis (Chalilov)	x - 0
Семейство Nodosariidae		*Отряд Buliminida*	
Lagena laevis Montagu	x	Bifarina millepunctata (Tutkowski)	0
L. striata Orbignyi	x	Turrilina alsatica Andrea	x - 0
L. lineata-punctata Heron-Allen et Earland	x	Bulimina ovata d'Orbigny	x
Nodosaria longiscula (d'Orbigny)	x - 0	Uvigerina proboscidea Schwager (= U. farinosa Hantken = U. batjesi Kaasciter (частично) = U. garzaensis Cushman et Siegfus)	0
N. guttifera (d'Orbigny)	x	U. huspida Schwager (= U. garzaensis hudo-robusta Mallory)	0
N. ewaldi Reuss	x - 0	U. costellata Morozova (= U. churchi demicostata Mallory)	0 - 0
Robulus sp.	x	U. cocaensis Cushman	x - 0
R. inornata (d'Orbigny)	x	Hopkinsina bykovae ucrainica Krajeva (= Uvigerina spinocostata Cushman et Jarvis)	0 - 0
R. calcar (Linne)	x	Trifarina bradyi Cushman (= T. wilcoxensis Cushman et Ponton)	x - 0
Dentalina inornata d'Orbigny	x	Bolivina reticulatiformis Chalilov (= B. cookei Cushman)	x - 0
Marginulina pseudosetosa Morozova	x	B. quasiplicata Subbotina (= B. crenatula Cusman)	x
M. deformis Reuss	x	B. microplancetiformis Subbotina = ? B. pulchra (Terquem)	x - 0
M. deformis spinulosa Sherborn et Chapman	x	Furssenkoina (Virgulina) dibbolensis Cushman et Applin	x - 0
Vaginulinopsis mexicana (Cushman)	x	Семейство Chilostomellidae	
V. decorata (Reuss)	x - 0	Pullenia sphaeroides (d'Orb.)	x
Семейство Polymorphinidae		P. quiqueloba (Reuss)	x
Guttulina pulchella d'Orbigny	x	Планктонные	
G. problema d'Orbigny	x - 0	Globigerina turcmenica Chalilov	x
G. irregularis d'Orbigny	x	Pseudohastigerina micra Cole	x

Примечание. x – единично и редко, до 10 экз.; 0 – обычно (свыше 10 экз.).

Таблица 3. Стратиграфическое и географическое распространение характерных видов комплекса фораминифер нижнекиевских отложений (по скв. 230, инт. 80 - 68.8 м)

Регионы	Юг Европейской России и сопредельные площади (Днепровско-Донецкая впадина, Белоруссия, Поволжье, Прикаспий, Крым, Северный Кавказ)				Бельгия				
Таксоны / литостратоны	формации								
	симферополь	кубер-ла	кереста	кума	ипр	брюссель	ледий	вемель	аше
		киевская							
ярусы	ипр	лютет		бартон	ипр	лютет			бартон
Spiroplectammina pischvanovae									
Clavulina cylindrica									
Pseudoclavulina subbotinae									
Lagena striata									
Nodosaria ewaldi									
Dentalina in nornata									
Vaginulinopsis decorata									
Guttulina pulchella									
Asterigerina lucida									
Anomalina affinis									
Cibicides cribrosus (=Planulina burlingtonensis)									
Cibicidoides biumbonatus									
Heterolepa bionus									
H. pygmeus (=Cibicides sulzensis)									
Nonion scaphum									
Uvigerina proboscidea (=U. farinosa = U. batjesi)									
U. huspida (=U. garzaensis)									
U. costellata									
Turrilina alsatica									
Trifarina bradyi (=T. wilcoxensis)									
Hopkinsina bykova ucrainica									
Bolivina reticulatiformis (=B. cookei)									
Globigerina turcmenica									
Pseudohastigerina micra									

стковистой (секреционной) стенкой более многочисленны и разнообразны, чем с агглютинированной. Наиболее богаты рода: Nodosaria и Guttulina (нодозариды и полиморфиниды), представители Asterigera и Cibicidoides (дискорбиды и аномалинациды); Hopkinsina, Uvigerina, Bolivina (булиминиды).

Выделяются два типа палеоценозов: нодозариидо-роталиидо-булиминидовый (с преобладанием разнообразных секреционных фораминифер) и рабдоммино-хаплофрагмоидо-клавулиновый. Последний представлен исключительно раковинками с песчанистой стенкой. Ценозы первого типа, отличающиеся широким представительством различных биономических групп, характеризует интервал 78 - 72.5 м. В интервале 72.5 - 71.6 м палеоценоз отличается преобладанием песчанистых фораминифер, свидетельствующих об ухудшении условий обитания для этих организмов.

Стратиграфическое и географическое распространение некоторых характерных и руководящих видов бентосных фораминифер киевской свиты, широко распространенных в Европейской палеобиогеографической области, отражено в табл. 3.

Многие из них присутствуют в лютетских отложениях Бельгии (Kaasschieter, 1961) в брюссельских, ледийских, веммельских и ашийских отложениях. Некоторые виды появились в ипре, но большинство характеризует только отложения верхней половины лютета и нижнего бартона Бельгии. Виды изученного комплекса обычны для отложений куберлинского и керестинского горизонтов Крымско-Кавказской области и запада Средней Азии (Шуцкая, 1970; Никитина, 1963, 1972; Краева, Зернецкий, 1969; Бугрова, 1988; Бугрова и др., 1988). Этот комплекс соответствует зоне Pseudoclavulina subbotinae–Hopkinsina bykovae ucrainica (на рисунке интервал распространения фораминифер обозначен индексом F), хотя определить в данном разрезе границы зоны не удается. По бентосным фораминиферам изученные отложения относятся к зоне Hopkinsina bykovae ucrainica, выделенной в Причерноморской впадине Южной Украины (Краева, Зернецкий, 1969); слоям с Pseudoclavulina subbotinae на Скифской плите (Никитина, 1972); зоне Pseudoclavulina subbotinae–Bulimina granjuscula в Восточном Прикаспии (Беньямовский и др., 1992б). Первый соотносится с куберлинским, второй и третий – с керестинским горизонтами.

При обосновании возраста выделенной зоны важно отметить единичное присутствие планктонных фораминифер Pseudohastigerina micra и Globigerina turkmenica. Первый вид свойственен лютету и бартону, второй является видом-индексом зоны Globigerina turkmenica, характеризующий нижнюю половину бартона.

Наннопланктон. Наннопланктон обнаружен Н.Г. Музылевым в интервале 79.6 - 73.0 м. Это разнообразный комплекс (на рисунке показан индексом N), включающий более 20 видов: Coccolithus eopelagicus (Braml. et Riedel), C. formosus (Kapt.), Reticulofenestra umbilica (Levin), Rhabdosphaera gladius (Loeker), Discoaster strictus Str., Chiasmolithus solithus (Braml. et Sull) и др. Он характерен для отложений подзоны Discoaster bifax зоны Reticulofenestra umbilica по наннопланктону (керестинский горизонт и основание кумского горизонта Юга СНГ).

Радиолярии. В интервале 79.5 - 78 м обнаружен богатый и таксономически разнообразный комплекс радиолярий с замещенными кремневыми скелетами. Масса представителей сем. Liosphaeridae, Cenosphaera sp., Carposphaera sp., Thecosphaera sp., много Prunopyle sp., Tristylosphaera sp., Thecotyle sp. Встречаются таксоны сем. Discoidea (Spongodiscus sp., Porodiscus sp.). Родовой состав свидетельствует лишь о палеоцен-эоценовом возрасте комплекса.

В интервале 76.5 - 75.4 м установлен богатый и разнообразный комплекс (на рисунке – R_1), который по одному из характерных видов назван комплексом с Axoprunum visendum. Лучшая по представительности и сохранности ассоциация обнаружена на глубине 76.5 м. Преобладают представители сем. Sphaeroidea, Prunoidea и Discoidea, однако встречаются и насселярии. Доминируют Spongotrochus paciferus (Kozl.), Thecosphaera aff. obliterata (Zagorodnyk), Heliodiscus heliasteriscus (Comb. et Clark), Cromyodruppa tebesensis (Lipman). Встречаются Axoprunum (Ellipsoxiplus) visendum Kozl., Spongodiscus aff. alveatus (Riedel et Sanfilippo), Sethocytris babylonis Riedel et Sanfilippo.

Spongotrochus paciferus и Heliodiscus heliasteriscus почти повсеместно распространены в отложениях среднего эоцена, особенно его второй половины. Axoprunum visendum и Cromyodruppa tebensis – типичные виды среднего эоцена Поволжья и многих районов Средней Азии. Sethochytris babylonis в низких широтах приурочен к средней части среднего эоцена (примерно к зонам Thyrsocyrtis triacantha–Podocyrtis mitra тропической радиоляриевой шкалы), т.е. верхней части лютетского яруса. Axoprunum visendum появился в ипре, в зоне Petalospyris fiscella (Козлова, 1990) и продолжал существовать до конца зоны Heliodiscus hexasteriscus, что, по всей видимости, соответствует большей части второй половины лютетского века, таким образом возраст описываемой ассоциации скорее всего соответствует самой поздней части лютетского века.

В интервале 75.4 - 67.5 м содержится разнообразный комплекс радиолярий несколько худшей сохранности, чем предыдущий. Это ассоциация с Heliodiscus quadratus (на рисунке – R_2). Скелеты радиолярий иногда замещены, много спикул губок. Доминируют представители тех же семейств и родов, что и в интервале 76.5 - 75.5 м. Определены: Spongotrochus radiatus (Lipman), Cromyodruppa ovatus (Grigorieva), Pseudostaurosphaera (?) perelegans (Krasheninnikov), Axoprunum (Ellipsoxiplus) chabakovi (Lipman), Spongasteriscus gorskii (Lipman), Rhodosphaera aff. lipmanae Zagorodnyk, Heliodiscus cf. quadratus. Обращает внимание относительно большое число видов рода Lychnocanium: Lychnocanium teopodicum (Lipman), L. cf. bellum (Riedel et Sanfilippo). Spongotrochus radiatus в низких широтах характерен для четырех верхних радиоляриевых зон среднего эоцена тропической шкалы (Podocyrtis ampla – Podocyrtis goetheana). Однако можно предполагать, что его стратиграфическое распространение в средних широтах значительно шире. Rhodosphaera lipmanae, Stylosphaera irinia, Ellipsoxiplus chabakovi, Spongoasteriscus gorskii, Cromyodruppa ovata – типичные виды кумского горизонта среднего эоцена юга России, Приаралья, Туранской плиты. Pseudostaurosphaera (?) perelegans и Lychnocanium separatum описаны из куберлинского горизонта (Моксякова, 1972; Крашенинников, 1960), однако продолжают встречаться и в кумском горизонте.

Lychnocanium separatum является видом-индексом одноименной зоны бореальной шкалы Г.Э. Козловой (1990), в свете современных данных помещаемой в лютетский ярус. Однако нельзя с точностью говорить о принадлежности комплекса с Heliodiscus quadratus к зоне Lychnocanium separatum, поскольку данный вид-индекс встреча-

ется и в вышележащих отложениях. Состав ассоциации, скорее всего, свидетельствует о нижнебартонском возрасте вмещающих отложений.

В интервале 66.8 - 62.0 м в большом количестве встречены спикулы губок и радиолярии очень плохой сохранности (сем. Liosphaeridae).

Интервал 56.5 - 49.0 м содержит таксономически разнообразную ассоциацию радиолярий хорошей сохранности – комплекс с Heterosestrum shabalkini (на рисунке – R_3). Определены: Spongolmelissa callosa Kozl., Stylosphaera coronata coronata Hek., St. aff. rosula Ehr., Druppatractus santaennae Camp. et Clark., Haliomma rosula Kozl., Plectodiscus circularis Ehr., Dithomelissa haeckeli Ehr., Ommatogramma bilobatus, Heterosestrum aff. formosum Kozl., H. shabalkini.

Виды комплекса, преимущественно бореальные, ранее были известны из Норвежского бассейна, Днепровско-Донецкой впадины, Поволжья и Западной Сибири. Heterosestrum formosum описан из бодракского яруса Воронежской антеклизы и Днепровско-Донецкой впадины (Точилина, 1975; Загороднюк, 1970). Обнаружен он также в среднеэоценовом комплексе с Phacodiscus testatus grandis (Козлова, Петрушевская, 1979) Норвежского моря. Haliomma rosula характерен для предположительно позднего эоцена Норвежского моря, Spongomelissa callosa обнаружен Г.Э. Козловой в так называемой зоне РЭ-3 Поволжья, которая в свете современных данных относится ко второй половине среднего эоцена.

Возрастной диапазон видов радиолярий из Норвежского бассейна пока изучен недостаточно. Определение возраста содержащих их отложений затруднено из-за отсутствия данных по другим группам планктона и эндемичности радиолярий. Виды Stylosphaera coronata coronata, Druppatractus santaennae, Plectodiscus circularis, по-видимому, являются видами-космополитами широкого стратиграфического распространения (средний - верхний эоцен). Heterosestrum shabalkini и близкие к нему формы указываются из исфаринских слоев Ферганской области и тишкинского горизонта Воронежской антеклизы (Точилина, 1966; Козлова, Петрушевская, 1979). Комплекс с Heterosestrum shabalkini, выделенный последними двумя авторами в Норвежское море, не имеет строгой возрастной привязки.

Диатомеи и силикофлагелляты. В деризовской свите в интервале 56.9 - 49 м присутствуют многочисленные диатомеи и силикофлагелляты прекрасной сохранности. Таксономический состав комплексов практически идентичен во всех изученных образцах (на рисунке интервал распространения комплекса обозначен индексом D_3). Численно доминирует группа Paralia sulcata var. crenulata Grun., P. ornata Grun., P. clavigera (Grun.) Gles., Coscinodiscus obscurus var. concavus Gles., Cosmiodiscus sp. 1, близкий к Coscinodiscus subtilis sensu Стрельникова (1979, рис. 55, 56). Относительно высоки численность и таксономическое biguus Jousé, H. subacutus Grun., H. polymorphus var. frigida Grun., H. polycystinorum Ehr., Pyxidicula turris (Grev. et Arnott) Streln. et Nikolaev, P. charkoviana (Jousé) Streln. et Nikolaev, P. crenata (Sheshuk.) Streln. et Nikolaev, P. corona (Ehr.) Streln. et Nikolaev. Характерны Pseudopodosira westii (W.S.) Sheshuk. et Gles., P. pileiformis Jousé, Peponia barbadense Grev., Jousea elliptica (Jousé) Gles., Biddulphia tuomei (Bail.) Roper, Rutilaria areolata Sheshuk. Невысока численность Asterolampra insignis Grev., Craspedodiscus Ehr., Coscinodiscus bulliens A.S., C. succinctus Gles., C. duplex Gles., Rhizosolenia aff. gravida Gombos, Pyxilla aff. prolongata Brun., Rhizosolenia clavigera (Grun.) Homman, Brightwellia coronata (Bright.) Ralfs, B. spiralis Gles.

Такая экологическая структура комплекса с доминированием родов и видов, характерных для неритической области и, в частности, для песчаристых мелководий (в особенности Paralia sulcata и ее вариететы) в полной мере соответствуют типу вмещающих пород. Присутствие силикофлагеллят и ряда океанических видов диатомей говорит об открытом характере бассейна осадконакопления.

Хотя в данной статье нами не рассматриваются систематические и морфологические аспекты изучения выделенных диатомовых комплексов, следует отметить, что съемка диатомей в сканирующем электронном микроскопе выявила значительные отличия строения краевой части створки Coscinodiscus succinctus и близкого к нему вида C. duplex, описанных З.И. Глезер, от типовых признаков рода Coscinodiscus. Также назрела необходимость ревизии всех видов, относимых к роду Cosmiodiscus. К сожалению, приходится констатировать, что изучение этапов развития эоценовой диатомовой флоры на родовом уровне остается еще предметом будущих исследований.

Стратиграфическое положение комплекса и, соответственно, возраст деризовской свиты определены, исходя из имеющихся данных о вертикальном диапазоне отдельных видов диатомей и силикофлагеллят, имеющих привязку к стандартным шкалам по карбонатному планктону. Присутствие в комплексе силикофлагелляты Dictyocha hexacantha, широко распространенной, по данным Perch-Nielsen (1985), во внетропической области Мирового океана позволяют отнести изученный уровень к концу среднего - началу позднего эоцена. Данные по диатомеям позволяют несколько сузить этот стратиграфический интервал. Постоянно присутствующий в комплексе, хотя и единично Coscinodiscus (?) succinctus, является видом-индексом одноименной зоны конца среднего эоцена шкалы Н.И. Стрельниковой (1992), коррелирующейся с верхней подзоной Discoaster saipanensis зоны Reticulofenestra umbilica (=NP16).

Полученный по кремневому планктону возраст деризовской свиты хорошо согласуется с возрастом подстилающих отложений киевской свиты, датированной по наннопланктону Н.Г. Музы-

левым. Согласно этим данным, интервал 79.5 - 73.5 м скв. 230 отнесен к нижней подзоне Discoaster bifax зоны Reticulofenestra umbilica. Таким образом, параллелизация деризовской свиты с верхней подзоной зоны Reticulofenestra umbilica представляется вполне обоснованной.

Выше рассматриваемого материала в скв. 230 присутствуют только единичные и переотложенные экземпляры радиолярий и фораминифер, спикулы губок.

Скв. 246 (Старый Салтов)

В отличие от скв. 230 здесь полностью отсутствует наннопланктон, крайне редки фораминиферы. В то же время интервал, охарактеризованный диатомеями, имеет заметно бóльший стратиграфический объем.

Диатомеи и силикофлагелляты. Диатомеи встречены в интервале 77 - 42 м. Первые из них появляются еще в толще песков, отнесенной к основанию киевской свиты, на глубине 77.0 м. Комплекс включает Coscinodiscus obscurus, C. obscurus var. concavus, Gles., Brightwellia johnsonii Grev., Hemiaulus polymorphus var. charkovianus Jousé и по набору видов должен быть соотнесен с вышележащим комплексом.

Интервал 67.0 - 41.0 м прекрасно охарактеризован диатомеями и силикофлагеллятами. По силикофлагеллятам установлено 2 комплекса. Первый выделен в интервале 67 - 51 м и включает Naviculopsis foliacea Defl., Corbisema triacantha (Ehr.), Bakry and Foster, Dictyocha subclinata Bukry. Второй комплекс – в интервале 51 - 42 м характеризуется присутствием Dictyocha hexacantha Schulz., Distephanus crus Ehr., Macrora barbadense (Defl.) Bukry. Оба комплекса содержат зональные виды и легко соотносятся с зонами Naviculopsis foliacea и Dictyocha hexacantha по шкале Мартини, Бакри, Перш-Нельсон (Bolli *et al.*, 1985). Появление зонального вида Dictyocha hexacantha приурочено к низам зоны NP16, поэтому этот интервал уверенно коррелируется с основанием верхней трети среднего эоцена (рисунок).

Комплекс диатомей достаточно богат, содержит более 50 видов, бóльшую часть которых составляют широко распространенные и долгоживущие неритические и океанические виды. Они создают, на первый взгляд, картину однородности комплекса по всему интервалу разреза. К ним относятся Paralia sulcata Ehr., P. oamaruensis (Gr. et St.) Gles., P. ornata ornata Grun., Pyxilla gracilis Témp. et Forti, P. oligocenica var. tenius Jousé, Hemiaulus polycystinorum Ehr., H. polymorphus var. charkovianus Jousé, Coscinodiscus bulliens A.S., Cos. obscurus Ehr. Однако появление (иногда единичное) реперных видов дает возможность разделить комплекс. В интервале 77 - 66 м найден Coscinodiscus aff. tenerimus Jousé, а также Brightwellia johnsonii Grev., Hemiaulus proteus Ehr., которые выше не встречаются. Комплекс может быть отнесен к слоям с Coscinodiscus aff. tenerrimus по шкале Н.И. Стрельниковой (1992) (на рисунке – D_1).

В интервале 62 - 52 м выделяется комплекс, соответствующий слоям с Hemiaulus polymorphus var. charkovianus (D_2) по той же шкале. Верхняя граница этого комплекса определяется по исчезновению (значительному сокращению) створок зонального вида, а также Coscinodiscus obscurus var. concavus, Pyxilla gracilis.

Верхний комплекс (D_3), соответствующий слоям с Coscinodiscus succinctus по шкале Н. И. Стрельниковой и Triceratium inconspicuum var. trilobata по шкале Баррона (McLean, Barron, 1989), характеризуется появлением Coscinodiscus succinctus, Hemiaulus subacutus, увеличением количества створок Triceratium inconspicuum var. trilobata Fenner, Rhizosolenia aff. gravida. Он выделен в интервале 52 - 42 м.

В этом же интервале происходит значительное расширение состава неритических видов, прежде всего представителей рода Corona (C. retinervis Sheshuk. et Gles.), Aulacodiscus (A. instans Grev., A. kelleri var. fascicularis Sheshuk. et Gles.) кроме того, появляются Brightwellia spiralis (Brigh.) Gles., Hyalodiscus scoticus Ehr., Pseudopodosira hyalina Jousé. Данные по диатомеям полностью совпадают с данными по силикофлагеллятам: выделенные комплексы соответствуют зонам NP 15 - 16 по наннопланктону. Характерные виды диатомей и силикофлагеллят из скв. 230 и 246 приведены на фототаблицах I - V.

Радиолярии. Комплекс с Heliodiscus quadratus (на рис. R_1). В интервале 75.2 - 69.3 м присутствует

Подписи к фототаблицам I - III.

Таблица I. 1, 2, 4 – Triceratium exornatum Grev., 1, 2 – скв. 230, обр. 8, ×1500; 4 – скв. 230, обр. 13, ×1500. 3 – Triceratium sparsipunctata Jousé, скв. 230, обр. 9, ×1000. 5 – Trinacria subcapitatum (Grev.) Grun, сев. 230, обр. 13, ×1500. 6 – Trinacria excavata Heib., скв. 23%, обр. 8, ×750. 7 – Trinacria excavata f. tetragona A.S., скв. 230, обр. 7, ×1000. 8 – Jousea elliptica (Jousé) Gles., скв. 230, обр. 13, ×3500. 9, 10 – Rhizosolenia clavigera (Grun.) Homman, 9 – скв. 246, обр. 24, ×1000; 10 – скв. 246, обр. 42, ×1000.

Таблица II. 1, 2 – Hemiaulus polymorphus var. charkovianus Jousé; скв. 246, обр. 24, ×1500. 3 – Hemiaulus subacutus Grun., скв. 230, обр. 8, ×1500. 4, 8 – Hemiaulus ambiguus Jousé, скв. 230, обр. 8, ×1500. 5 – Hemiaulus polycystinorum Ehr., скв. 230, обр. 8, ×1500. 6 – Hemiaulus aff. polymorphus var. frigida Grun., скв. 246, обр. 24, ×1500. 7 – Biddulphia tuomeyi (Bail.) Roper var. charkoviana Jousé, скв. 246, обр. 8, ×1500. 9, 10, 11 – Dictyocha hexacantha Schulz: 9, 10 – скв. 230, обр. 13, ×1000; 11 – скв. 230, обр. 8, ×1500. 12 – Naviculopsis foliaceae Deflandre, скв. 246, обр. 24, ×750.

Таблица III. 1, 5 – Pyxidicula charkoviana (Jousé) Streln. et Nikolaev, скв. 246. обр. 24, ×1500. 2, 3, 4 – Pyxidicula turris (Grev. et Arnott) Streln. et Nikolaev, 2 – скв. 230, обр. 8, ×750; 3, 4 – скв. 246, обр. 24, ×1500. 6 – Pyxidicula aff. corona (Ehr.) Streln. et Nikolaev, скв. 230. обр. 8. ×1000. 7, 8 – Pyxidicula sp. 1, скв. 246, обр. 30, ×1000. 9 – Omphalotheca aff. jutlandica Grun. em. Homann, скв. 230, обр. 13, ×1500. 10 – Pseudostictodiscus ovetschkinii Gles., скв. 246, обр. 24, ×1000. 11 – Pyxidicula cruciata Ehr., скв. 246, обр. 24, ×1000.

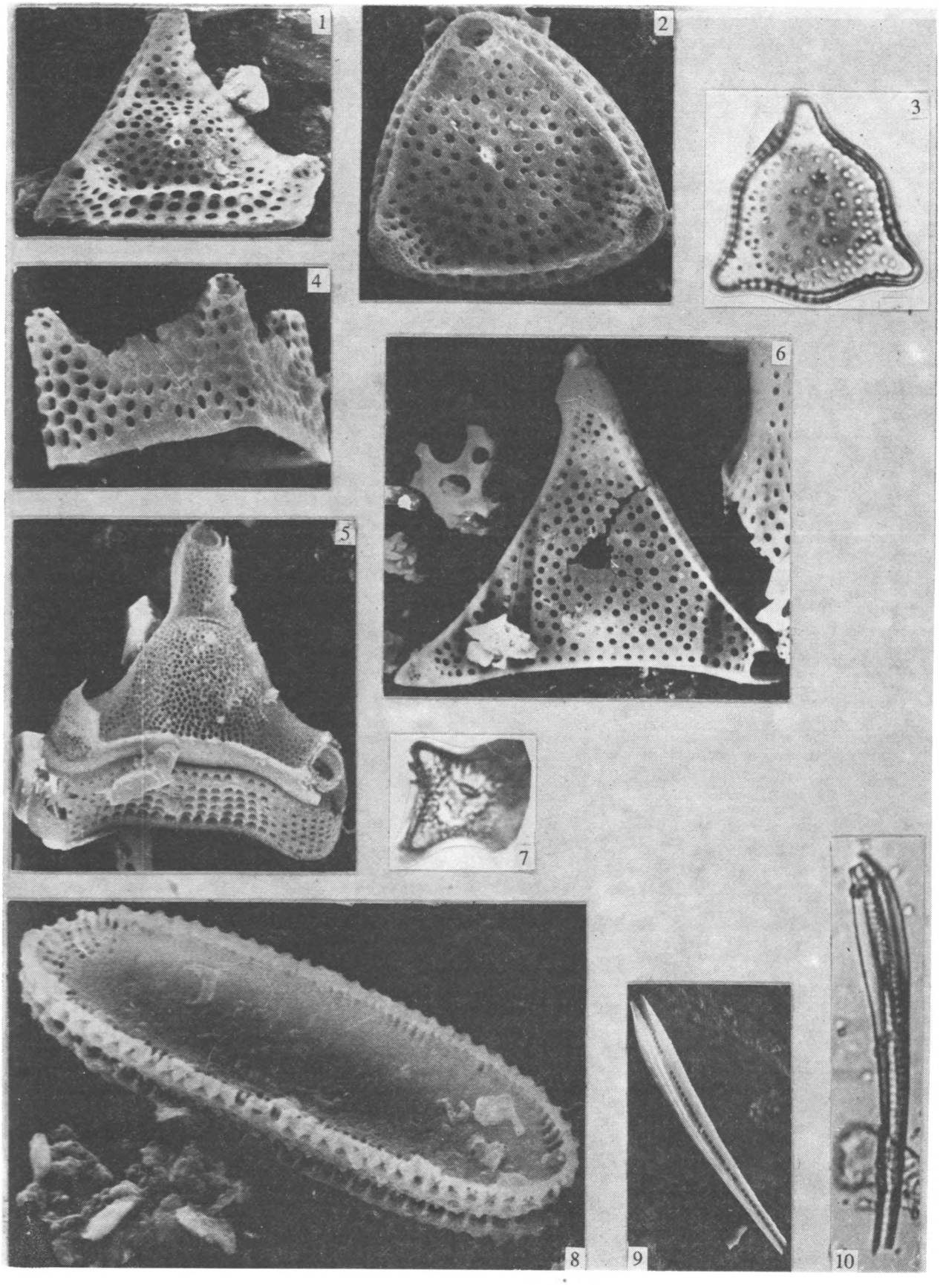


Таблица I.

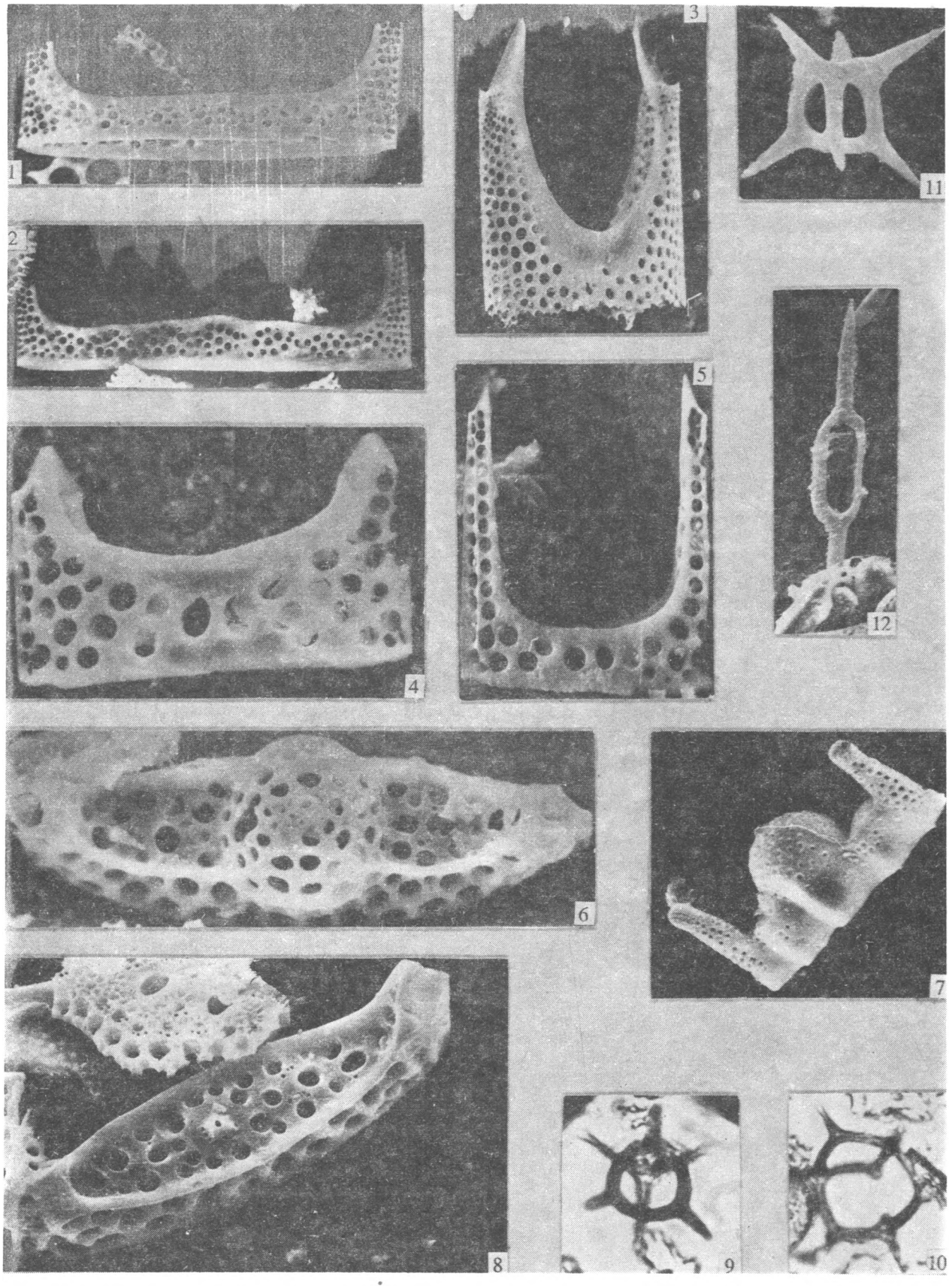


Таблица II.

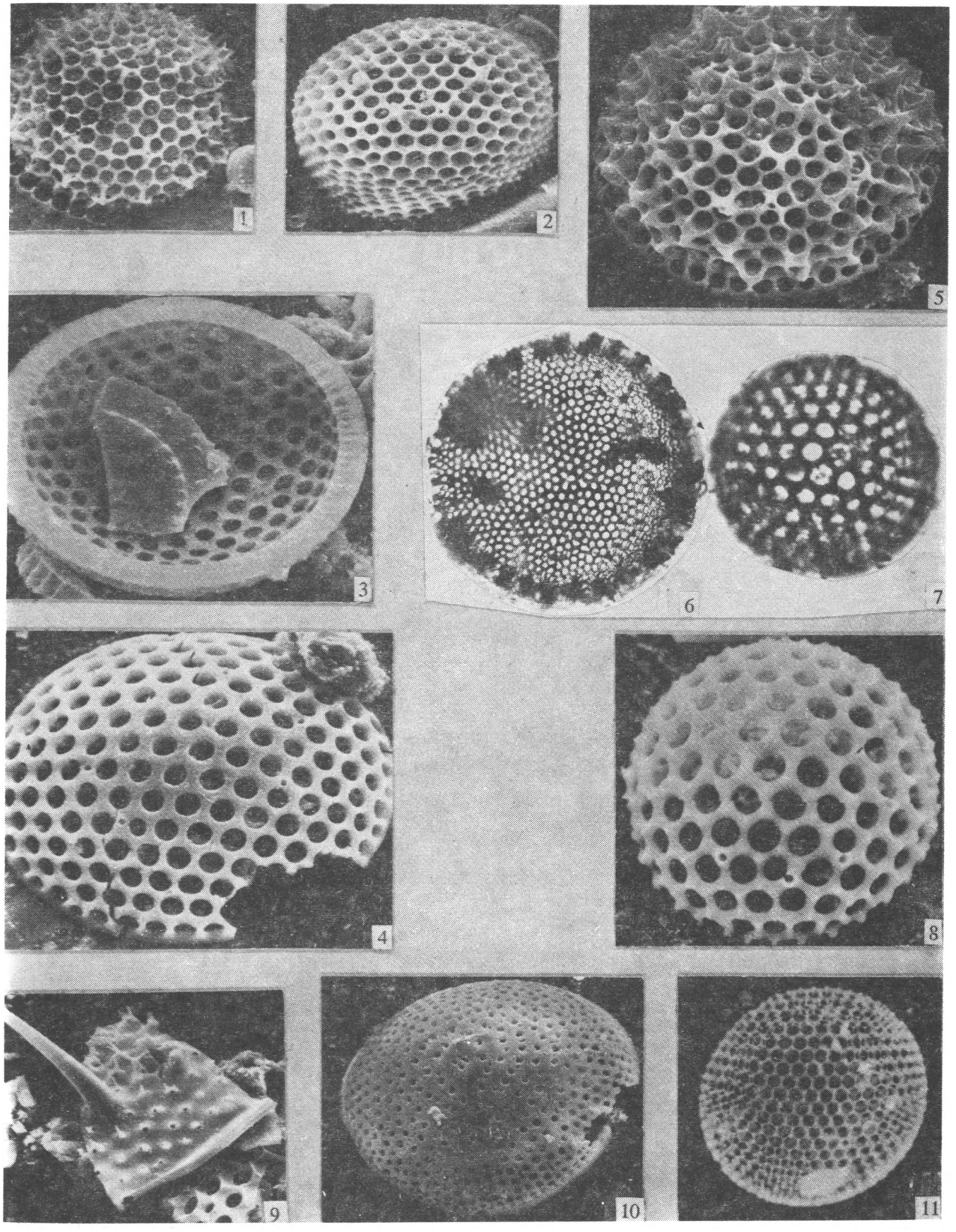


Таблица III.

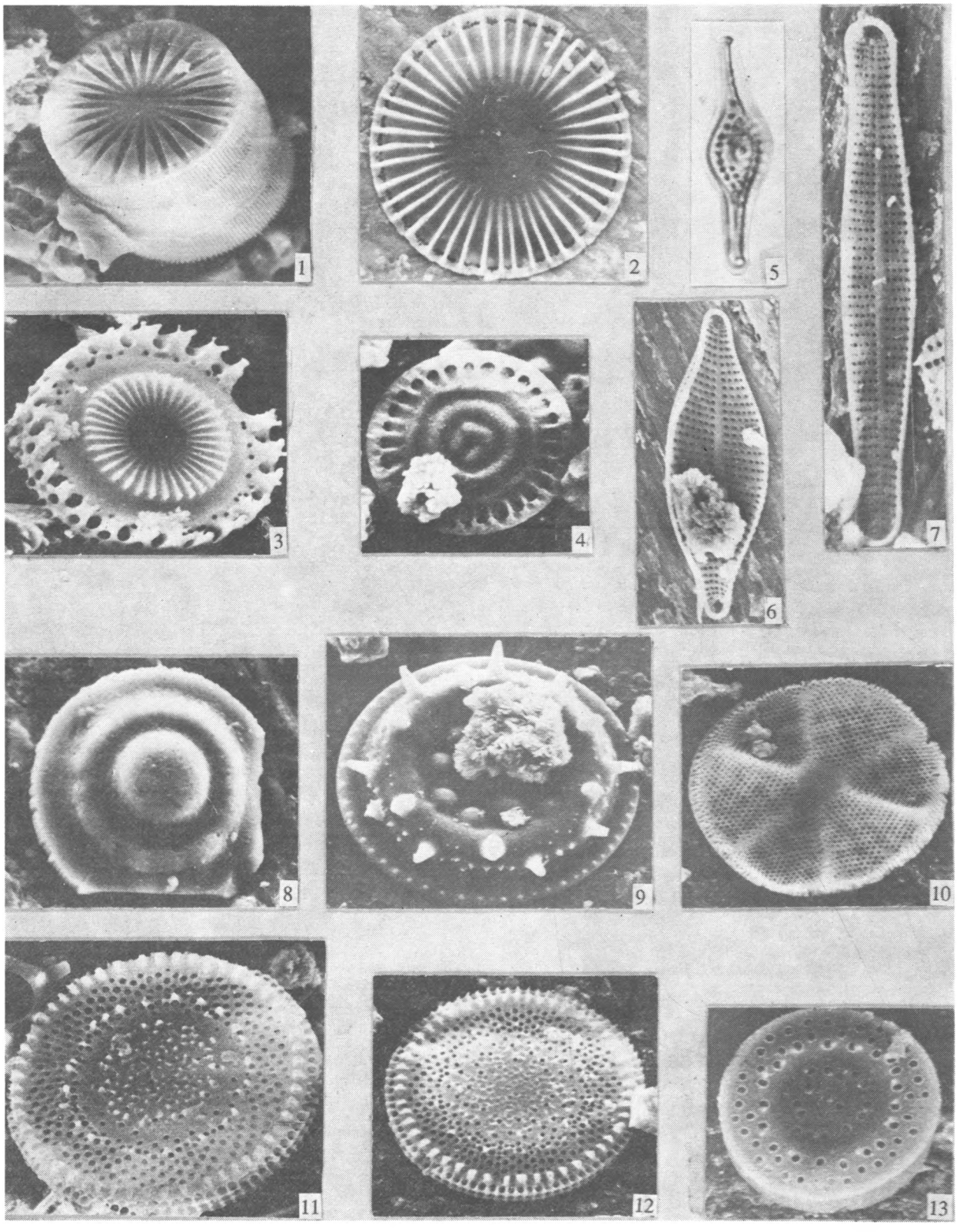


Таблица IV. 1, 2 – Paralia clavigera (Grun.) Gles., 1 – скв. 230, обр. 8, ×750; 2 – скв. 246, обр. 24, ×1600. 3 – Paralia sulcata var. crenulata Grun., скв. 230, обр. 8, ×1500. 4 – Paralia ornata Grun., скв. 230, обр. 8, ×1400. 5 – Rutilaria areolata Sheshuk., скв. 230, обр. 7, ×1500. 6 – Rhaphoneis amphiceros Ehr., скв. 230, обр.13, ×1500. 7 – Rhaphoneis simbirskiana Pant., скв. 230, обр. 8, ×1500. 8 – Pseudopodosira westii (W.S.) Sheshuk. et Gles., скв. 230, обр. 8, ×1500. 9 – Pseudoporosira pileiformis Jousé, скв. 230, обр. 8, ×1500. 10 – Actinoptychus senarius Ehr., скв. 230, обр. 13, ×1500. 11 - 13 – Melosira architectularis Brun., 11, 12 – скв. 230, обр. 8, ×1500; 13 – скв. 230, обр. 13, ×1500.

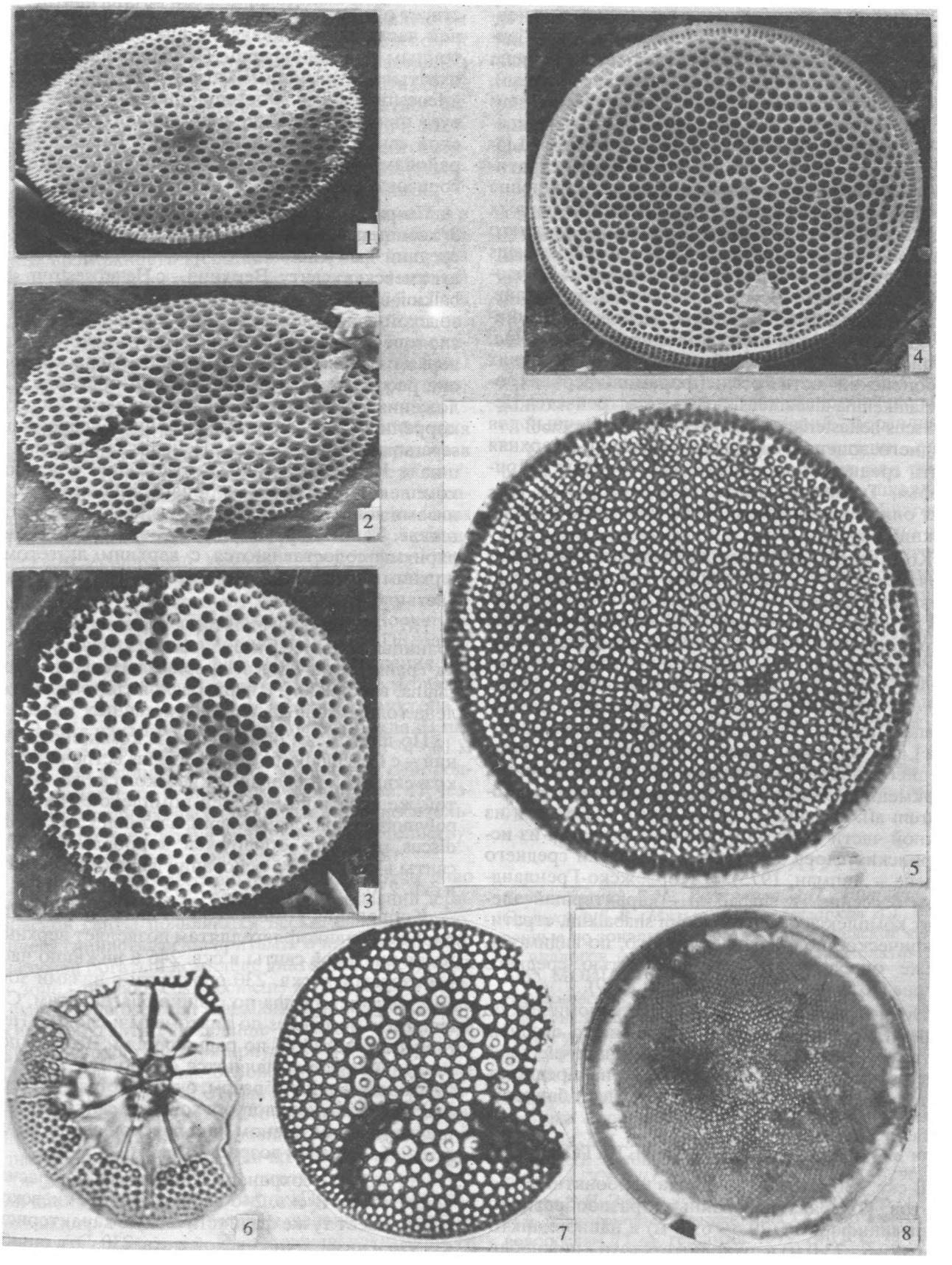


Таблица V. 1 – Coscinodiscus obscurus A.S., скв. 246, обр. 24, ×750. 2, 3 – Coscinodiscus obscurus var. concavus Gles., скв. 246, обр. 24, ×750. 4 – Coscinodiscus (?) duplex Gles., скв. 230, обр. 13, ×1500. 5 – Cosmiodiscus sp. 1 (aff. Coscinodiscus subtilis Ehr. sensu Стрельникова, 1979, рис. 55, 56), скв. 230, обр. 13, ×1500. 6 – Asterolampra decora Grev., скв. 230, обр. 13, ×1000. 7 – Coscinodiscus bulliens A.S., скв. 230, обр. 13, ×1000. 8 – Coscinodiscus (?) succinctus Gles., скв. 230, обр. 13, ×500.

довольно бедный комплекс радиолярий, в основном представители семейства Discoidea (в особенности Spongodiscidae). Определены Axoprunum chabakovi (Lipman), Spongotrochus radiatus (Lipman), Heliodiscus aff. quadratus Camp. et Clark., Heliodiscus heliasteriscus (Clark et Campbell), Porodiscus circularis Clark et Campbell, Spongodiscus communis Lipman. Два последних вида имеют широкое стратиграфическое и географическое распространение (по-видимому, весь эоцен - олигоцен). Два первых вида характерны для второй половины среднего эоцена. В низких широтах Spongotrochus radiatus часто встречается в радиоляриевых зонах Thyrsocyrtis triacantha–Podocyrtis mitra (Бискайский залив, Кипр – данные И.Е. Хохловой). Heliodiscus quadratus является видом-индексом одноименной зоны, установленной в нижнебартонских отложениях Европейской части России (фораминиферовая зона Hantkenina alabamensis). Также встречается Heliodiscus heliasteriscus Camp. et Clark., обычный для среднего эоцена, Axoprunum chabakovi – верхняя часть среднего эоцена (кумский горизонт) Приаралья, Туранской плиты. Таким образом, возраст описываемого комплекса, вероятнее всего, – нижний бартон.

Комплекс с Heterosestrum shabalkini (R_3). В интервале 53 - 43 м ассоциация радиолярий представлена видами Stylosphaera coronata coronata Hck., Plectodiscus circularis Clark et Campbell (виды широкого стратиграфического и географического распространения). Определены также Petalospyris tumidula Kozl., Hexacontium micrum Lipman, Dictyospyris (?) tetrastoma (Ehr.), Druppatractus santaennae Camp. et Clark., Carposphaera aff. magnoporulosa Lipm. Эти виды известны из второй половины среднего эоцена Поволжья, Западной Сибири, Туркмении. Обнаружены два экземпляра Heterosestrum aff. shabalkini Lipman. Этот вид описан из южной части Русской равнины и известен из исфаринских слоев Средней Азии (верхи среднего эоцена – Липман, 1975). В Норвежско-Гренландском бассейне H. shabalkini – характерный элемент комплекса с Heterosestrum shabalkini, стратиграфическое положение которого, по-видимому, также определяется верхней частью среднего эоцена (Козлова, Петрушевская, 1979).

Несмотря на относительную таксономическую бедность ассоциации, она имеет много сходных черт с комплексом R_3 из скв. 230 и наличие в ней Heterosestrum shabalkini указывает на предположительную принадлежность к верхнему бартону.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В скв. 230 выделяется пачка карбонатных алевритов, охарактеризованных разнообразными фораминиферами (79.6 - 69.8 м) и наннопланктоном (79.6 - 73.0 м) верхнелютетского - нижнебартонского возраста. Она была выделена как зона Pseudoclavulina subbotinae–Hopkinsina bykovae ucrainica по бентосным фораминиферам, что соответствует объему зоны Hantkenina alabamensis и нижней части зоны Globigerina turkmenica по планктонным фораминиферам. По наннопланктону она охватывает подзону Discoaster bifax зоны Reticulofenestra umbilica. Формационно пачка соответствует нижней половине "мергельной" части киевской свиты, или, в применении к более южным районам, керестинскому и основанию кумского горизонтов.

По радиоляриям в обеих скважинах выделено 3 комплекса: нижний – с Axoprunum visendum, и средний – с Heliodiscus cf. quadratus, характеризуют киевскую свиту. Верхний – с Heterosestrum shabalkini, в скв. 230 обнаружен в нижней части деризовской свиты, а в скв. 246 – он характерен для слоя песчанистых глин, соответствующих еще верхам киевской свиты в том объеме, в котором она рассматривалась при полевом описании. Отложения, содержащие два нижних комплекса, коррелируются с верхами зоны Lychnocanium separatum – низами зоны Heliodiscus quadratus по шкале Козловой (1990), а отложения с верхним комплексом – с верхами зоны Cyrthoformis alta и низами зоны Ethmosphaera polysiphonia по той же шкале. Таким образом, два нижних слоя с радиоляриями сопоставляются с верхним лютетом - нижним бартоном, верхний комплекс – с основной частью бартона.

По силикофлагеллятам стратиграфические границы наиболее отчетливы. В скв. 246 подсечена граница зон Dictyocha spinosa–Dictyocha hexacantha, в скв. 230 – в деризовской свите представлена только зона Dictyocha hexacantha.

По диатомеям обнаружено 3 комплекса, нижний – с Coscinodiscus aff. tenerrimus встречен только в скв. 246, в основании киевской свиты, выше в той же скважине выделен комплекс с Hemiaulus polymorphus var. charkovianus, а комплекс с Coscinodiscus succinctus обнаружен в кровле киевской свиты в скв. 246 и в основании деризовской свиты в скв. 230.

Корреляция комплексов по диатомеям, радиоляриям и силикофлагеллятам позволяет верхнюю часть киевской свиты в скв. 246 и нижнюю часть деризовской в скв. 230 соотнести с низами зоны Dictyocha hexacantha по силикофлагеллятам, Coscinodiscus succinctus по диатомеям и слоям с Heterosestrum chabalkini по радиоляриям. Все эти подразделения сопоставляются с зоной NP 16, т.е. с бартоном. Таким образом, оказывается, что деризовская свита, аналог обуховской свиты, являющейся нижним членом харьковской серии, имеет среднеэоценовый возраст.

На рисунке сохранено первоначальное расчленение толщ. В скв. 246 верхняя часть "киевской" свиты имеет ту же фаунистическую характеристику, что и низы харьковской в скв. 230. Эта ошибка представляется нам не случайной, она связана, с одной стороны, с представлением об однородности литологического состава харьковской свиты и

отсутствии внутри нее закономерных фациальных изменений, а с другой стороны – с представлением о четких литологических отличиях киевской и харьковской толщ. Это было вполне справедливо для центральной, наиболее прогнутой части Днепровско-Донецкой впадины, в приподнятых же крыльях впадины изменяется фациальный и литологический состав отложений: киевская свита становится более терригенной и кремнистой и различия между свитами становятся менее четкими.

Анализ литологического состава отложений в сочетании с анализом изменения микробиоты дают возможность в составе толщ выделить два трансгрессивно-регрессивных цикла, первый (в скв. 246) охватывает интервал 75 - 54 м, а в скв. 230 – 81 - 60 м, т.е. в первой скважине этот интервал соответствует нижней и средней частям киевской свиты в тех границах, которые были даны при полевых описаниях (рисунок), а во второй скважине – полному объему киевской свиты.

Низы киевской свиты (интервал 75 - 64 м) в скв. 246 представлены переходом от алевролитов к глинам. По радиоляриям эта часть разреза соответствует интервалу комплекса Axoprunum visendum, а по диатомеям – верхам зоны Coscinodiscus aff. tenerrimus. В скв. 230 интервал 71 - 84 м с комплексом Axoprunum visendum представлен карбонатно-глинистыми алевритами, где помимо радиолярий присутствуют бентосные фораминиферы зоны Pseudoclavulina subbotinae–Hopkinsina bykovae ucrainica и наннопланктон зоны Discoaster bifax. Мы связываем фациальные изменения низов киевской толщи, широкое развитие и разнообразие карбонатного, кремневого планктона и бентоса с началом трансгрессивного цикла. В интервале 64 - 52 м в скв. 246 и в интервале 74 - 61 м в скв. 230 толща становится фациально однородной и слагается глинистыми алевритами. Исчезновение карбонатных организмов и относительное обеднение состава кремневых свидетельствуют о регрессивном характере отложений.

Второй трансгрессивный цикл более отчетливо прослеживается в скв. 230. Здесь в основании деризовской свиты появляются пески, выше сменяющиеся глинистыми алевритами. В инт. 56 - 48 м обнаружен богатый комплекс диатомей, отнесенных к зоне Coscinodiscus succinctus и радиолярий ассоциации Heterosestrum shabalkini. Как и в основании киевской свиты, появление богатого комплекса кремневых организмов приурочено к литологической смене песчаных отложений песчано-глинистыми. Мы трактуем эту пачку как трансгрессивную часть цикла. В скв. 246 отложения, содержащие соответствующие комплексы радиолярий и диатомей, обнаружены в пачке глинистых алевритов (в интервале 51 - 44 м), литологически мало отличающихся от нижележащих. При документации скважины эта пачка была выделена как верхняя часть киевской свиты. На основании идентичности состава радиолярий и диатомей мы сопоставляем ее с нижней частью деризовской свиты. Таким образом, в основании второго цикла также происходят фациальные изменения толщи от песков к глинистым алевритам. Отсутствие палеонтологических остатков в песчаной толще, залегающей выше и по литологическим критериям отнесенной к деризовской свите, не позволяет однозначно трактовать ее возраст и точное положение в цикле. Не исключено, что она ложится с размывом и соответствует более высоким горизонтам разреза.

Таким образом, мы видим, что киевская и деризовская (харьковская) свиты представляют собой независимые циклически построенные толщи. Широкое распространение в обеих толщах эволюционно-инертных неритических видов в составе комплексов и радиолярий и диатомей обусловило трудности стратиграфической интерпретации киевского и деризовского комплексов. Однако следует отметить, что экология деризовского комплекса меняется по сравнению с киевским: среди диатомей заметно возрастает разнообразие неритических видов, а среди радиолярий – бореальных.

Наиболее важным для корреляции обеих толщ явилось выявление зональных или реперных видов общей межрегиональной шкалы по наннопланктону, радиоляриям, силикофлагеллятам и диатомеям для киевской толщи и по трем последним группам для деризовской. Присутствие видов с известным интервалом распространения дало возможность уточнить возрастную привязку обеих толщ. Изменение литологического и фаунистического состава отложений позволило выявить циклические изменения в строении киевской и деризовской свит и показать их соответствие верхнелютетско-раннебартонскому и бартонскому (раннебартонскому?) трансгрессивно-регрессивному циклам.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-8876).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беньямовский В.Н., Радионова Э.П., Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Музылев Н.Г., Назарков А.Г. Новые данные по зональной стратиграфии киевской свиты и ее аналогов на Восточно-Европейской платформе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992а. № 5. С. 131.

Беньямовский В.Н., Козлова Г.Э., Табачникова И.П. Материалы к схеме стратиграфии палеогена юго-востока Русской платформы (Восточного Прикаспия) // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. 1992б. Вып. 1. С. 100 - 104.

Бугрова Э.М. Фораминиферы эоцена Юга СССР // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 37 с.

Бугрова Э.М., Николаева И.А., Панова Л.А., Табачникова И.П. К зональному делению палеогена южных районов СССР // Сов. геология. 1988. № 4. С. 96 - 107.

Глезер З.И. Зональное расчленение морских кремнистых палеогеновых отложений СССР по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979. № 11. С. 19 - 30.

Глезер З.И., Зосимович В.Ю., Клюшников М.Н. Диатомовые водоросли палеогеновых отложений бассейна

Северный Донец и их стратиграфическое значение // Палеонтол. сб. 1965. № 2. С. 73 - 86.

Горбунов В.С. Радиолярии среднего и верхнего эоцена Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1979. 164 с.

Григялис А.А., Зосимович В.Ю., Бурлак А.Ф., Иванник М.А., Краева Е.Я., Люльева С.А. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии палеогеновых отложений Запада Европейской части СССР // Сов. геология. 1988. № 12. С. 41 - 54.

Жузе А.П. Диатомовые третичные отложения. Диатомовый анализ. Ч. I. М.: Госгеолиздат, 1949. С. 114 - 152.

Загороднюк В.И. Радиолярии эоценовых отложений бассейна Нижнего Дона и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новочеркасск: Новочеркасский политех. ин-т, 1970. 22 с.

Зосимович В.Ю. Верхний эоцен, олигоцен и миоцен Субпаратетиса // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН Украины, 1992. 62 с.

Зосимович Б.Г., Клюшников М.Н., Косовский М.Ф. Про схему стратіграфіческого расчлененія палеогеновых відкладів Украіни // Геол. журнал. 1963. Т. 23. Вып. 6. С. 41 - 50.

Каптаренко-Черноусова О.К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. Тр. ИГН АН УССР. Сер. стратиграфия и палеонтология. 1951. Вып. 3. 178 с.

Каптаренко-Черноусова О.К. Форамініфери київского ярусу Дніпровско-Донецкоі западини та північно-західных окраін Донецкого бассейну // Тр. ИГН АН УССР. 1956. Вып. 8. 164 с.

Козлова Г.Э. Филогенетические исследования как основа для разработки зональной шкалы бореального палеогена по радиоляриям // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УРО АН СССР, 1990. С. 70 - 106.

Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиолярии верхнемеловых и эоценовых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. 1966. Вып. 248. 159 с.

Козлова Г.Э., Петрушевская М.Г. Этапы развития радиолярий в Норвежско-Гренландском бассейне // История микропланктона Норвежского моря. Л.: Наука, 1979. С. 71 - 169.

Краева Е.Я. Стратиграфическое расчленение киевской свиты юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (по фораминиферам) // Геол. журнал. 1974. Т. 34. Вып. 4. С. 51 - 58.

Краева Е.Я., Зернецкий Б.Ф. Палеонтологический справочник. Т. 3. Фораминиферы палеогена Украины. Киев: Наукова думка, 1969. 197 с.

Краева Е.Я., Люльева С.А. О стратиграфических аналогах бодракского яруса на территории платформенной части Украины // Геол. журнал. 1977. Т. 37. Вып. 1. С. 62 - 71.

Крашенинников В.А. Некоторые радиолярии нижнего и среднего эоцена Западного Предкавказья // Палеонтол. сб. 1960. № 3. С. 271 - 308.

Липман Р.Х. Значение радиолярий для межконтинентальной корреляции отложений палеогена // Сов. геология. 1975. № 6. С. 19 - 36.

Макаренко Д.Е., Горбунов В.С., Иванник М.М., Маслун Н.В., Стотланд А.Б., Блан М.Я. Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины. Киев: Наукова думка, 1987. 215 с.

Моксякова А.М. Бодракский ярус Туранской плиты (стратиграфия радиолярий и палеозоогеография). М.: Недра, 1972. 102 с.

Никитина Ю.П. О киевском и харьковском "ярусах" Скифской платформы. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 28. Вып. 1. С. 94 - 108.

Никитина Ю.П. Биостратиграфия палеогеновых отложений юго-востока Русской платформы и Скифской плиты. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л.: ВНИГРИ, 1972. 47 с.

Никитина Ю.П., Загороднюк В.И. Сравнительный анализ зонального распространения фораминифер и радиолярий в эоценовых отложениях бассейна Нижнего Дона и Северного Прикаспия // Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981. С. 98 - 105.

Ольштынская А.П. Диатомовые водоросли верхнего эоцена северо-восточной Украины и их биостратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1978. 38 с.

Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1965. 279 с.

Соколов Н.А. Нижнетретичные отложения Южной России // Тр. геол. ком-та. 1893. Т. 9. № 2. 329 с.

Стрельникова Н.И. Диатомеи и силикофлагелляты эоцена // История микропланктона Норвежского моря. Л.: Наука, 1979. С. 16 - 19.

Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 1992. 311 с.

Точилина С.В. Некоторые радиолярии палеогеновых отложений юго-восточной части Воронежской антеклизы // Тр. 3-го совещания по проблемам изучения воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1966. С. 47 - 54.

Точилина С.В. Биостратиграфическая характеристика палеоцен-эоценовых отложений Воронежской антеклизы // Систематика и стратиграфическое значение радиолярий. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. Нов. сер. Т. 226. С. 78 - 84.

Успенская Ю.М. Копальни діатомовы водорослі харьківского поверку околицы Харькова // Зап. дослідч. инст. при Харьк. держ. ун-ту. 1935. Т. 1. С. 101 - 149.

Успенская Ю.М. Ископаемые диатомовые водоросли отложений из скважины № 9, г. Ромен // Зап. дослідч. инст. при Харьковск. держ. ун-ту. 1940. Т. 8. С. 129 -133.

Успенская Ю.М. Материали до вивчения Protozoa харьківского ярусу // Наук. хроника Харьк. ун-ту. 1945. № 1. С. 19 - 21.

Фурсенко А.В., Фурсенко К.И. Фораминиферы верхнего эоцена Белоруссии и их стратиграфическое значение // Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. В. III. С. 246 - 361.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 70. 174 с.

Bolli H.M., Saunders K., Perch-Nielsen K. Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. Press. 1985. 1032 p.

Kaasschieter J.P. Foraminifera of the Eocene of Belgium // Kon. Belg. Inst. Natuurwet. 1961. V. 147. 271 p.

Mc Lean H., Barron J.A. Late Middle Eocene diatomits in Northwestern Baja California Sur. Mexico: Implications for tectonic translation // Paleogene stratigraphy. West coast of North America Pacific section, S. E. P. M. West Coast Paleogene Symp. 1988. V. 58. P. 1 - 8.

Perch-Nielsen K. Silicoflagellates // Plancton stratigraphy. Cambridge Univ. Press. 1985. P. 811 - 846.

Рецензент М.А. Ахметьев

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1994, том 2, № 6, с. 103 - 118

УДК (591.9:551.781.41):564.1(-924+574)

ЗООГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕЭОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ ПО ДВУСТВОРЧАТЫМ МОЛЛЮСКАМ

© 1994 г. С. В. Попов

Палеонтологический институт РАН, 117647 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 31.05.93 г.

На основании восстановления видового и родового состава двустворчатых моллюсков приабонских бассейнов Западной Евразии и прослеживания ареалов наиболее характерных родов и видов проведено зоогеографическое районирование этих бассейнов. В составе Тетисной тропической области выделяются Индо-Африканская и Средиземноморская подобласти. Севернее выделяется Северо-европейская субтропическая область, фауна которой более дифференцирована, что позволяет наметить ее провинциальное деление.

Высокий эвстатический уровень Мирового океана в позднем эоцене обеспечивал широкое распространение шельфовых морей в Западной Евразии и их свободные связи между собой. Наиболее крупным бассейном здесь в то время оставался водоем Тетис, отделявший Африку от Евразии. К северу от него сформировалась сложная система внутриконтинентальных и окраинных морей, отделенная от Тетиса цепью островов воздымающейся альпийской складчатой системы (рис. 3). На востоке обширные бассейны Западной Сибири, Тургая и Туранской плиты отделяли Азию от Восточноевропейской платформы. Западная, Центральная и Южная Европа представляли архипелаг островов, с юга омываемый морями Тетиса, с запада – Атлантикой, а с северо-запада заливами Норвежско-Гренландского моря, которое в то время еще было отделено от Атлантики Фарерско-Гренландским порогом (Удинцев, 1984).

Хотя в позднем эоцене уже повсеместно фиксируется начало похолодания, фауны всех этих водоемов оставались очень тепловодными, тропическими или субтропическими. Эоценовая фауна моллюсков этих бассейнов, вероятно, самая богатая и хорошо изученная из ископаемых малакофаун мира, хотя и эти данные далеки от полноты и требуют ревизии. Таксономический состав моллюсков рассматриваемых бассейнов достаточно резко дифференцирован на уровне не только видов, но и родов и дает богатейший материал для зоогеографического анализа.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

По собственным сборам и коллекциям Р.Л. Мерклина, О.В. Амитрова, Г.Х. Салибаева, Р.К. Макаровой, В.Л. Стефанского, А.А. Веселова, И.А. Коробкова, П.М. Асланяна, Ю. Карагюлевой, A. Rusu, N. Meszaros и др. автором изучены двустворчатые моллюски верхнего эоцена Причерноморья, Предкавказья, Закавказья, Северного Устюрта, Приаралья, Тургая, Средней Азии, Южной Болгарии, Трансильвании. Располагая достаточно полными списками родов и видов по этим регионам, можно сопоставить их с литературными данными по палеобассейнам Европы и Северной Африки и получить общую картину распределения мелководных комплексов двустворчатых моллюсков в морях Западной Евразии.

Для каждого региона (палеобассейна, например, Майнцского, Аквитанского и т.д. или крупного его участка) составлялись видовые списки комплексов. Затем эти списки сводились в единую таблицу. Из-за невозможности полной видовой ревизии богатой позднеэоценовой фауны сводная таблица составлялась на уровне родов и подродов. За основу была принята система двустворчатых моллюсков, изложенная в американских Treatise (1969) с некоторыми изменениями. После этого таксоны в таблице группировались по их распространению: I – роды и подроды, известные в приабоне только на северо-африканском побережье; II – найденные лишь на побережье Тетиса и т.д. (табл. 3). При этом группировки родов составлялись с учетом их распространения и в последующее время.

Таксономическое разнообразие и степень тепловодности комплексов изображались графически (рис. 1). Так как почти все позднеэоценовые виды являются вымершими, тепловодность моллюсков определялась по климатической приуроченности родов и подродов в современных морях (Попов, Воронина, Гончарова, 1993, табл. 5). Далее для каждой пары комплексов подсчитывалось число общих таксонов (видов, родов, подродов) и вычислялись попарные коэффициенты различий

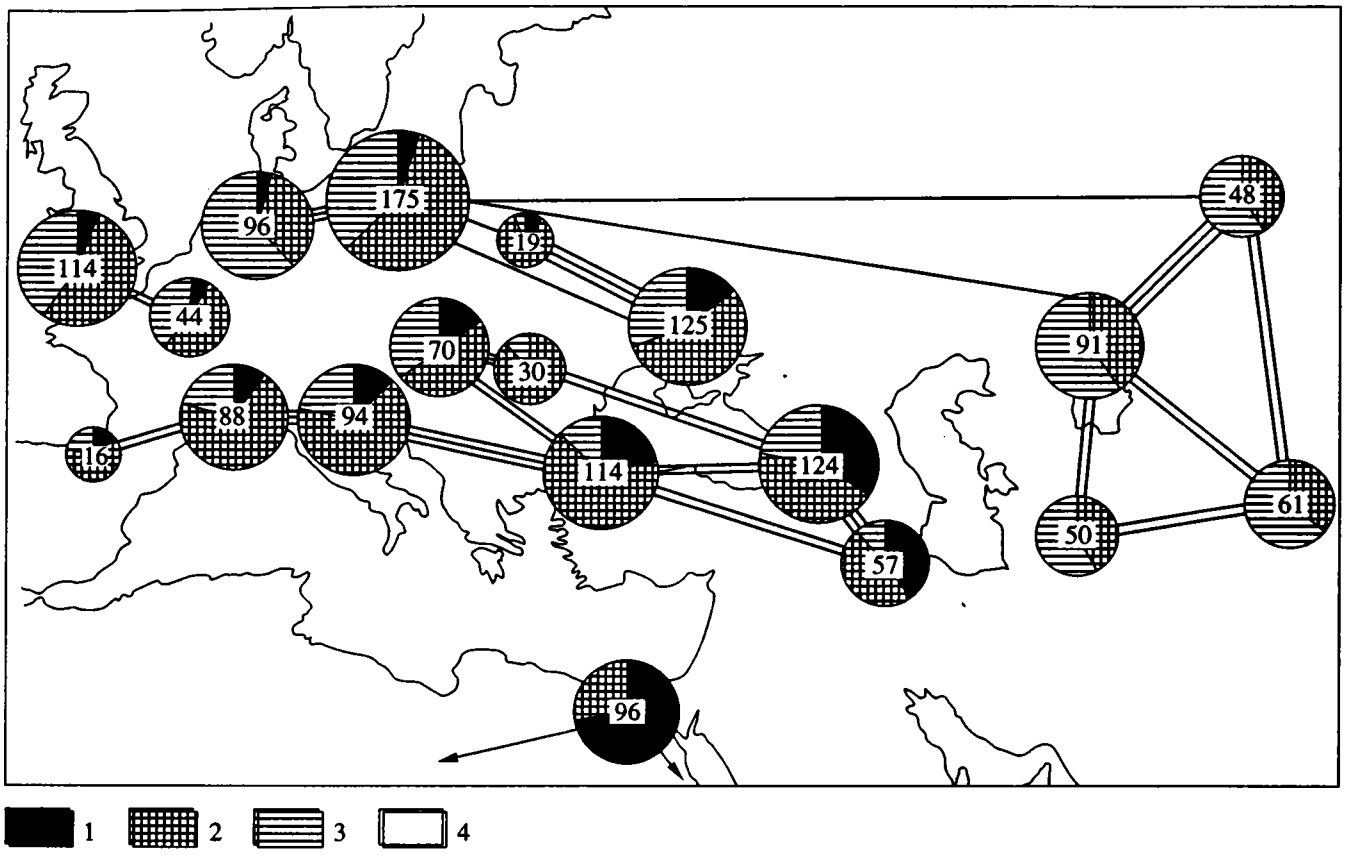


Рис. 1. Круговые диаграммы богатства и степени тепловодности состава двустворчатых моллюсков позднего эоцена. Площадь кругов пропорциональна числу видов, которое обозначено в центре круга. 1 – относительная доля видов тропических родов; 2 – доля видов тропических и субтропических родов; 3 – доля видов широкого распространения; 4 – доля видов родов преимущественно бореального распространения; линиями, соединяющими круги, показана степень близости состава комплексов в соответствии с пороговыми значениями коэффициента Престона (см. текст).

Престона (табл. 1, 2) (методику таких расчетов можно найти, например, у Старобогатова, 1970). Кроме того, составлялись схемы типовых ареалов родов и видов с указанием распространения наиболее характерных таксонов (рис. 2). На основании этой информации выяснялись наиболее значимые границы зоогеографических подразделений. При установлении ранга этих границ основным было сравнение с распределением моллюсков в современных бассейнах.

ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ

Северная Африка. Представительные данные с современной ревизией двустворчатых моллюсков имеются для приабона Египта (верхи свиты Мокаттам – Strougo, 1977 и др.). В составе этой фауны насчитывается около 100 видов 70 родов и подродов. Среди последних 27 неизвестны в приабоне Европы (группа I в табл. 3). Некоторые из них (Porterius, Rostarca, Perna, Aviculoperna, Mimachlamys, Miodomeris, Tugonia) указываются и в Южной Европе, но в основном в среднем эоцене. Вполне вероятно, что они неизвестны в приабоне Европы лишь из-за неполноты наших данных. Другие рода (и подрода) сближают эту фауну с индопацифической (Hawaiarca, Trisidos, Striostrea, Vasticardium, Quadrans, Notocorbula, Carolia). Часть родов и подродов были, вероятно, эндемичными для Африки (Protonoetia, Rectangularca, Cossmannella, Farisia, Crepispisula, Nicolbia, Raetomya). Пять последних родов оказываются общими с эоценом Алжира. Видовой состав включает более 90% видов, впервые описанных в Северной Африке. 20 видов были общими для территории Египта, Сомали (Cabdulqadir, Carush, 1982) и Индии, тогда как с Южной Европой общих лишь 8 видов широкого распространения. Велики отличия североафриканской и европейской фаун и по другим группам бентоса – гастроподам и морским ежам.

Южная Европа. Наиболее представительные комплексы моллюсков описаны из стратотипического для приабона района Северной Италии (Piccoli, Massari, 1968 и др.) и Нуммулитовых Альп Юго-Восточной Франции (Boussac, 1911). Для обоих комплексов известно около 80 - 90 видов, 59 и 44 родов и подродов, причем около 1/3 видов и 32 рода и подрода являлись для них общими.

В обеих фаунах около 70% составляли виды родов, имеющих преимущественно субтропическое и тропическое распространение. Присутствовали виды таких тропических родов, как Pinna s.s., Trachycardium, Fimbria, Discors. Большая часть видов этих комплексов являлась специфичной для тетисных фаун, но около 30% видов имели более широкое распространение, причем многие из них (19 для Северной Италии) оказываются общими со средним эоценом (бартоном) Парижского бассейна.

По родовому составу к этим фаунам близка эоценовая фауна Македонии, однако она небогата (36 видов) и по возрасту, возможно, отвечает не только позднему, но и среднему эоцену. Приабонские моллюски Южной Болгарии достаточно представительны (114 видов 63 родов и подродов, согласно Карагюлевой, 1964), но так же как и по предыдущим комплексам, данные далеки от полноты: здесь не сохранились мелкие и хрупкие формы, и ископаемые представлены в основном крупными, толстостенными раковинами. По присутствию в этой фауне характерных родов и подродов – Macrosolen, Lima s.s., Trachycardium, Vasconella, Avicularium, Corbula (Bicorbula) – эта фауна близка к описанным южноевропейским и закавказским комплексам. В то же время она заключает значительное число широко распространенных видов, выходивших за пределы Тетиса (около 40; 33%).

Закавказье. В составе фауны риндского горизонта Армении известно около 60 видов 44 родов и подродов двустворчатых моллюсков. Присутствие в ее составе таких родов как Pinna s.s., Lima s.s., Trachycardium, Avicularium и др. свидетельствуют об очень тепловодном, близком к тропическому, составе этой фауны и сближает ее с описанными выше. На это же указывает присутствие многих характерных тетисных видов: Chlamys subdiscors, Spondylus cisalpinus, S. castellanensis, Crassatella vapincana, Trapezium alpinum и др.

В Грузии наиболее богаты позднеэоценовые фауны Ахалцихской депрессии (76 видов) и Западной Грузии, а в целом комплекс насчитывает более 120 видов 70 родов и подродов двустворчатых моллюсков. По присутствию в нем Glycymeris (Tucetilla) jacquoti, Chlamys biarritzensis, Ch. subdiscors, Spondylus cisalpinus, Macrosolen hollowaysii, Trapezium alpinum, Katelysia (Textivenus) texta и др. эта фауна также принадлежала к северо-средиземноморскому типу комплексов. В то же время, несмотря на сходство фаций (прибрежные песчаники), общность с риндской фауной Армении невелика (15 общих видов, или 13% к общему числу видов). В грузинской фауне, вероятно, закономерно отсутствовали наиболее тепловодные роды (Pinna s. s., Lima, Trachycardium, Avicularium), известные из Армении. В этой фауне больше доля широко распространенных видов (44; 37%).

Центральная Европа. Наиболее полны данные о позднеэоценовой фауне Венгрии и Румынии. Комплекс двустворчатых моллюсков, описанных в Венгрии, насчитывает около 70 видов 46 родов и подродов. Из родов, специфичных для северо-средиземноморских фаун, здесь встречены Vasconella, Pinna, Lima s.s., разнообразны спондилусы, крассателлы, описаны характерные тетисные виды – Glycymeris jacquoti, Modiolus incomptus, Chlamys biarritzensis, Spondylus cisalpinus и др. В то же время много было видов широкого географического распространения. Очень сходную характеристику можно дать и комплексу моллюсков Румынии (Трансильвании), где также найдены роды и виды, сближающие эту фауну с северо-средиземноморской (Pinna, Lima, Vulsella dubia, Chlamys biarritzensis, Ch. subdiscors и др.). Те же выводы можно сделать о довольно бедной фауне Австрии и более богатом (51 вид) комплексе двустворчатых моллюсков Баварских Альп (Schlosser, 1925).

Западная Европа. В Англо-Парижском бассейне аналогами приабона являются слои гидона, осборна и бембриджа в Англии и люда – в Парижском бассейне (Aubry, 1986 и др.). Фауна Англии более богата: свыше 100 видов 52 родов и подродов, причем число последних значительно увеличилось бы в результате современной ревизии. Этот комплекс включал около половины видов, продолжавших жить с бартонского времени, но приабонские моллюски значительно беднее за счет выпадения наиболее тепловодных родов. Разнообразны в нем были венериды (10 видов), теллиниды (8), люциниды (6), корбулиды (5). Видов, характерных для тетисных комплексов, здесь нет, общими были лишь широко распространенные виды (Arca biangula, Orthocardium porulosum, Panopea intermedia, Cubitostrea plicata и др.). Разнообразие тепловодных групп невелико, это Arca, Barbatia, Pteria, Megaxinus (Gibbolucina), "Crassatella".

Из отложений люда Парижского бассейна известно 44 вида 33 родов. По родовому составу и степени тепловодности этот комплекс близок к английскому, хотя общих видов между ними немного. Обедненность и плохая сопоставимость этих двух комплексов, вероятно, определялась разной степенью опресненности бассейнов, в которых они обитали.

При столь резких отличиях комплексов Англо-Парижского бассейна от средиземноморских интересно рассмотреть фауну Юго-Западной Франции (Аквитании). Хотя состав приабонских моллюсков тут беден (16 видов 15 родов), он достаточно показателен: 7 видов впервые описаны в Аквитании, 7 – общие с северным Средиземноморьем и 2 – широко распространенные. Таким образом получается, что хотя для среднего эоцена (биаррица) М. Коссманн указывает на близость фауны Юго-Западной Франции к Парижскому

бассейну и отрицает возможности зоогеографических связей со Средиземноморьем, для приабона такие связи уже весьма вероятны, а для более богатой фауны стампия становятся совершенно очевидными.

Севернее в Западной Европе представительные комплексы моллюсков (в Бельгии, Нидерландах, Германии) имеют, вероятно, более молодой позднеприабонский возраст. Наиболее богат латдорфский комплекс Северной Германии. Из этой фауны Кёненом (Koenen, 1893 - 94) описано 175 видов двустворчатых моллюсков. Систематическое разнообразие этой фауны, присутствие в ней многочисленных арцид, родов Coralliophaga, Vulsella, Plicatula, Spondylus, Dimya, Ctena, Crassatella (Landinia), Discors, Goniocardium свидетельствует об очень тепловодном, по крайней мере субтропическом характере этого комплекса.

Около половины видов, описанных Кёненом, пока остаются эндемичными: здесь описано много мелких форм (Sportella, Erycina, Kellia, Lepton, Anysodonta, Lutetia и др.), которые в большинстве случаев не сохраняются в ископаемом состоянии или же еще не изучены.

Комплекс двустворчатых моллюсков нижнего тонгра (песков Глиммертинген) Бельгии беднее латдорфского (96 видов 76 родов и подродов – Glibert, Heinzelin, 1954), к тому же он кажется менее тепловодным: в нем мало арцид, нет многих родов, указывающих на тепловодность латдорфского комплекса. Тем не менее сходство по видовому составу очень велико (75 общих видов, а считая и гастропод – 190 из 244).

Еще более бедный нидерландский комплекс практически охватывается латдорфским.

Восточная Европа. На Украине приабонский возраст имеет богатый мандриковский комплекс моллюсков (не менее 130 видов 81 рода и подрода). Здесь присутствуют виды тропических и субтропических родов – Spondylus, Fimbria, Venericardia s.s., Fragum, Goniocardium и др. Хотя родовой состав двустворчатых моллюсков близок к таковому средиземноморских комплексов, характерных тетисных видов в этой фауне почти нет. Видов, общих с Англо-Парижским бассейном – 18 (причем 16 сближают этот комплекс с бартонским), с латдорфским – 39. Такой промежуточный состав этой фауны между бартонской и латдорфской, возможно, объясняется раннеприабонским возрастом комплекса (отвечает зонам NP 19 - 20 по наннопланктону).

В Восточной Польше из 19 видов двустворчатых моллюсков 13 являлись общими с мадриковской фауной и 7 – с латдорфской (включая гастропод, общих видов с Украиной – 23).

Закаспий. Состав известных здесь позднеэоценовых двустворчатых моллюсков резко отличался от рассмотренных выше комплексов обедненностью семейственного и родового состава: очень бедно здесь были представлены арциды, люциниды, венериды, кардииды, крассателлиды, столь характерные для приабона. Характерными были Pholadomya, Panopea, Aralocardia, Nucula, Pelecyora, Gari, Chlamys, митилиды, устрицы. Около половины видов двустворок являлись эндемичными для Закаспия.

Наиболее богат комплекс моллюсков чеганской свиты Северного Устюрта и Северного Приаралья (88 видов). Видов, общих с латдорфом – 22, эндемичных, известных только в Закаспии – 36 (40%), из них 20 видов известны только в чеганской фауне. Среди эндемиков Закаспия много массовых форм, формирующих облик комплексов.

Из чеганской свиты Тургая известно 48 видов двустворчатых моллюсков. Хотя палеогеографически эти осадки являлись уже отложениями бассейна, покрывавшего Западно-Сибирскую низменность, состав этого комплекса близок к описанному выше, 3/4 видов были общими. Состав моллюсков указывает, вероятно, на более мелководный характер этого комплекса и на какие-то нарушения морского режима.

В Средней Азии с чеганом сопоставляются исфаринско-ханабадские и сумсарские слои, на Копетдаге – большая часть верхнеторымбеурской подсвиты. Здесь определено более 120 видов двустворчатых моллюсков. Около 40 из них – общие с чеганом. В основном это эндемичные для Закаспия массовые формы (Nucula aralensis, N. turgaica, Nuculana khanabadensis, Nemocardium rasmyslovae, Aralocardia eichwaldiana, Thracia asiatica и др.), но встречались и более широко распространенные виды, в том числе общие с латдорфом (Nuculana crispata, Cubitostrea plicata, Corbula ficus и др.). Интересно отметить присутствие видов и родов, общих с латдорфом, но отсутствовавших в чегане: Cubitostrea cyathula, Pholadomya weissi, Caestocorbula henkeliusiana, Corbula conglobata, Anadara cf. sulcicosta, Crassatina cf. woodi. Важно также отметить присутствие в этих фаунах тепловодных родов, не известных в более северной части Закаспийского бассейна (Barbatia (Plagiarca), Isognomon, крупных люцинид, Florimetis), а также небольшого числа видов преимущественно тетисного распространения: Pycnodonte brongniarti, Modiolus rutimeyeri, Chlamys meissonieri.

СОПОСТАВЛЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ И АНАЛИЗ ХАРАКТЕРНЫХ АРЕАЛОВ РОДОВ И ВИДОВ

Из таблицы попарного сопоставления родового и подродового состава рассмотренных комплексов и коэффициентов Престона (табл. 1) отчетливо видно единство фауны Южной и Цент-

Таблица 1. Сопоставление родового состава двустворчатых моллюсков приабона Европы и Северной Африки

Страны	Коэффициенты Престона								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1. Египет	**71**	*0.80*	*0.78*	*0.88*	*0.78*	*0.72*	*0.79*	*0.89*	*0.84*
2. ЮВ Франция	13	**44**	0.43	0.62	0.54	0.69	0.50	*0.76*	*0.71*
3. Сев. Италия	18	32	**59**	0.57	0.40	0.59	0.55	*0.76*	0.63
4. Венгрия	10	21	27	**46**	0.52	0.76	0.65	*0.74*	*0.75*
5. Южн. Болгария	18	29	42	30	**63**	0.61	0.67	*0.73*	0.64
6. Армения	19	16	25	13	24	**44**	0.55	*0.92*	*0.71*
7. Грузия	20	31	35	25	38	28	**70**	*0.71*	0.62
8. Англия	8	14	17	17	19	6	21	**52**	*0.80*
9. Южн. Украина	17	21	30	19	32	20	34	17	**81**
	Общие роды								Число родов

По диагонали жирным шрифтом выделено число родов и подродов в комплексах, в нижней левой части таблицы приведено число общих родов при попарном сопоставлении комплексов, а в правой верхней части коэффициенты Престона для каждой пары комплексов. Курсивом набраны коэффициенты, указывающие на слабую связь, а подчеркнуты – наиболее тесно связанные пары комплексов.

ральной Европы, а также Закавказья и их отличия, с одной стороны, от фауны Северной Африки, а с другой – от более северных фаун Европы. Еще более явственно эти отличия проявились бы при сравнениях на уровне видов: североафриканские фауны почти не имели общих видов с европейскими, отличия южноевропейских фаун от североевропейских также весьма значительны и отчетливо выявляются при прослеживании характерных ареалов отдельных видов и родов. Среди видов (и тем более родов) двустворчатых моллюсков Западной Евразии имелось довольно большое число широко распространенных таксонов, встречавшихся как в южно-, так и в североевропейских фаунах приабонского возраста (группы II и IV в табл. 3). Среди наиболее массовых видов такие ареалы имели Arca biangula, Barbatia appendiculata, Limopsis costulata, Chlamys bellicostatus, Lentipecten corneus, Megaxinus gibbosula, Fimbria lamellosa, Nemocardium tenuisulcatum, Panopea intermedia, P. woodwardi и др.

В то же время в приабонских бассейнах существовала довольно большая группа родов и видов, обычных в комплексах Южной и Центральной Европы и Закавказья, но закономерно отсутствовавших в более северных фаунах (группа II в табл. 3). Для родов с таким распространением наиболее характерными были Vasconella s.s., Lima s.s., Trachycardium, Corbula (Bicorbula), среди видов показательными являлись Glycymeris (Tucetilla) jacquoti, Modiolus rutimeyeri, Pecten arcuatus, Chlamys biarritzensis, Spondylus bifrons, S. cisalpinus, большинство видов Crassatella s.s., Macrosolen hollowaysii, Trapezium alpinum и др. (рис. 2).

Можно указать также свыше 20 родов и подродов, вероятно, не обитавших или редких в южном типе фауны и достаточно обычных севернее (группа V в табл. 3). Среди видов специфичными в это время для северных фаун, по-видимому, можно считать Nuculana galeottiana, Anadara sulcicosta, Acar lamellosa, Arcopsis pretiosa, Musculus nysti, Astarte kickxi, Corbula cuspidata и др. При этом фауны северного типа не имели такого единства, как южные и, по-видимому, существенно изменялись во времени на протяжении приабона. Так, отличия южноукраинского (мадриковского) комплекса от североевропейских я считаю в первую очередь временными, а не географическими.

На родовом уровне закаспийские фауны отличались от североевропейских в основном обедненностью состава. При сравнении же видов выявляются многочисленные эндемики, сближающие закаспийские комплексы и отличающие их от европейских (табл. 2).

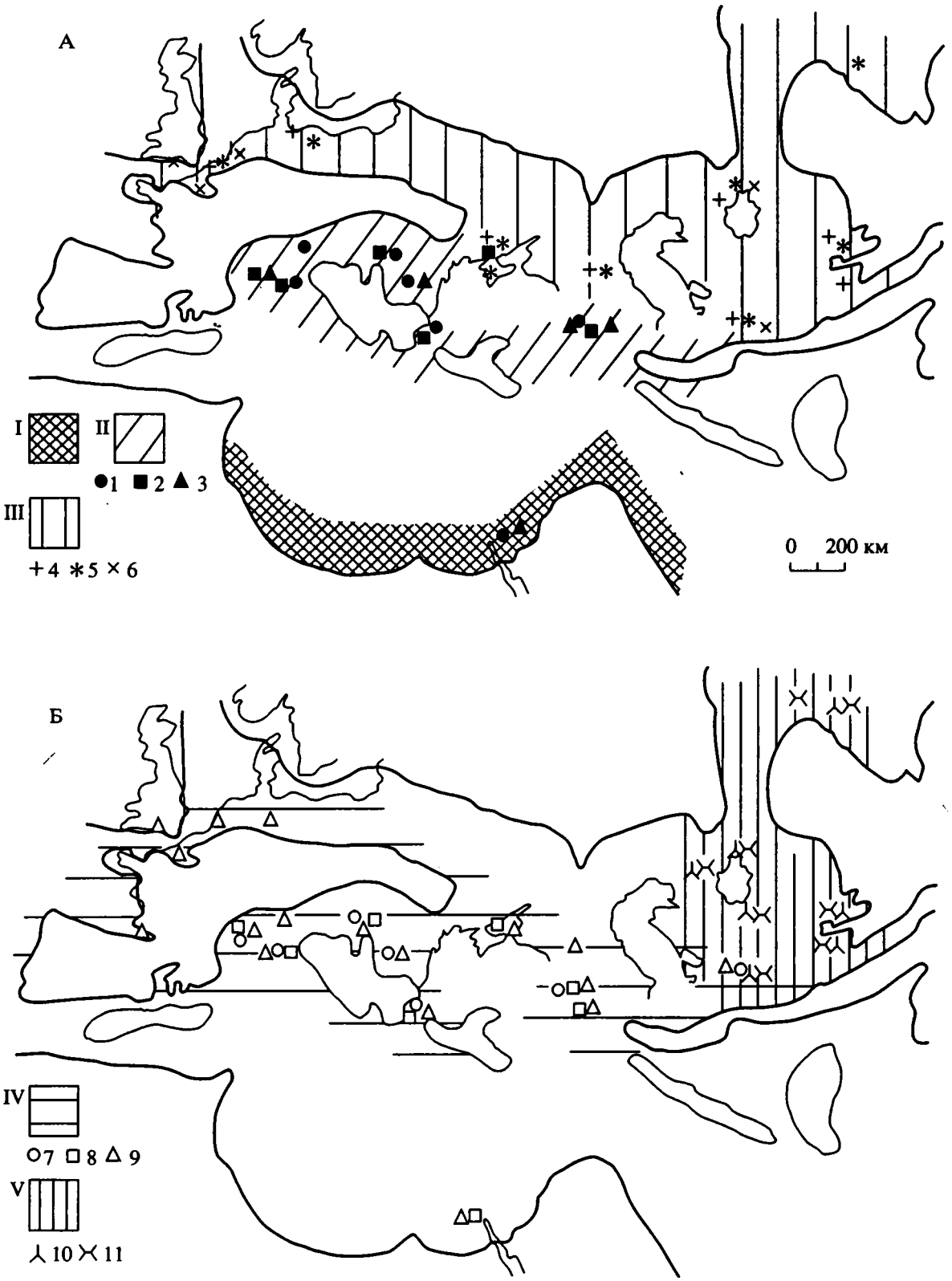


Рис. 2. Схемы ареалов некоторых характерных родов и видов позднеэоценовых моллюсков.

А. I – распространение индоафриканских родов; II – северных тетисных родов: 1 – Lima s.s., 2 – Crassatella s.s., 3 – Macrosolen; III – североевропейских родов и подродов: 4 – Nuculana (Saccella), 5 – Astarte, 6 – Lentidium.

Б. IV – широко распространенных тепловодных родов: 7 – Pecten s.s., 8 – Crassatella s.l., 9 – Spondylus; V – видов, эндемичных для Закаспия: 10 – Nucula aralensis, 11 – Nemocardium razmyslovae.

Таблица 2. Сопоставление видового состава двустворчатых моллюсков приабона Северной Европы и Закаспия

Коэффициенты Престона

Страны	1	2	3	4	5
1. Бельгия	**96**	0.43	0.86	0.86	0.83
2. Германия	75	**175**	0.85	0.86	0.78
3. Казахстан	16	22	**88**	0.68	*0.90*
4. Средняя Азия	20	24	40	**121**	*0.89*
5. Южная Украина	23	39	13	18	**130**
			Общие виды		Число видов

ЗООГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Наиболее резко по составу двустворчатых моллюсков в приабоне различались фауны южного побережья моря Тетис (Северной Африки) и Европы. Таким образом, данные по моллюскам вполне подтверждают мнение Г. Дувие (Douville, 1920, цит. по Strougo, 1977) о необходимости выделения Индо-Африканского зоогеографического подразделения высокого ранга. Причем отличия по моллюскам (лишь несколько общих видов, около 40% разных родов) столь велики, что значительно превышают различия современных зоогеографических областей (Семенов, 1982). Таким выводам, однако, противоречат данные по нуммулитам, которые показывают большую общность систематического состава комплексов Южной Европы, Северной и Восточной Африки и Индии (Strougo, 1977; Cabdulqadir, Carush, 1982). Учитывая эти данные, видимо, следует рассматривать этот регион в ранге Индо-Африканской тропической подобласти, входившей в Тетисную область. Барьером для распространения прибрежных моллюсков, по-видимому, служили глубоководные пространства моря Тетис и широтно направленные течения (рис. 3).

Менее резкие, но также хорошо прослеживаемые различия наблюдаются между приабонскими фаунами южного и северного типов Западной

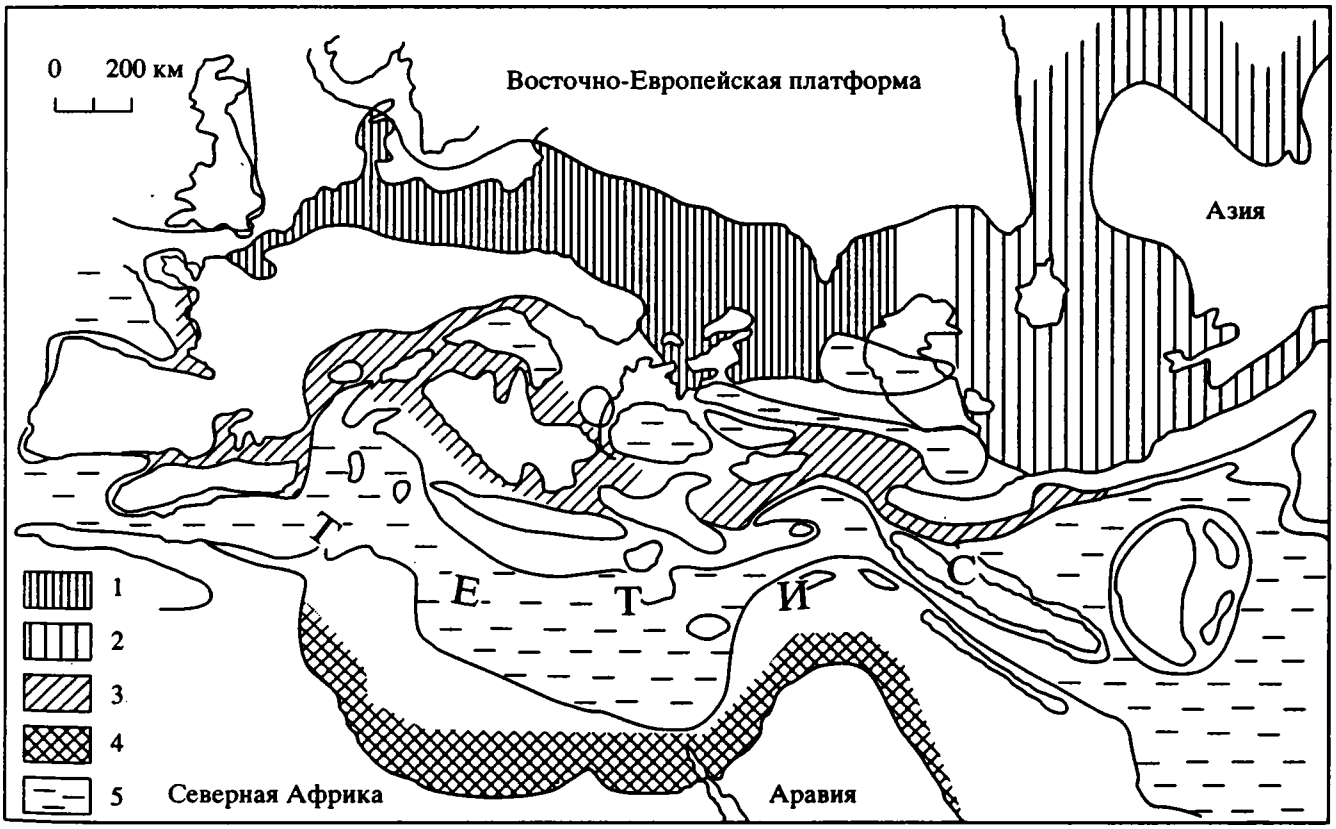


Рис. 3. Схема зоогеографического районирования бассейнов Западной Евразии по двустворчатым моллюскам в приабоне.

1, 2 – Североевропейская область, 2 – ее Туранская провинция; 3, 4 – Тетисная область: 3 – Средиземноморская провинция, 4 – Индоафриканская провинция; 5 – глубоководье.

Евразии. К сожалению, для интерпретации полученных показателей различий не удается воспользоваться прямым сопоставлением с данными по современным фаунам. Так, В.Н. Семенов (1982) на основании большого фактического материала по разным группам беспозвоночных установил эмпирические значения показателей различия (коэффициентов Престона и Жаккара) для подразделений разного зоогеографического ранга. Однако если сравнить полученные данные для ископаемых комплексов с предложенными им градациями, то все сопоставляемые фауны надо относить к разным провинциям. Даже те комплексы, которые кажутся выборками из единой фауны (такие как латдорфский и раннетонгрский; чеганский североустюртский и приаральский), показывают при сравнении видового состава значения коэффициентов различий Престона около 0.5 (0.43 и 0.47), что выше различий между современными провинциями и примерно соответствует различиям между надпровинциями или подобластями. Принять такие выводы конечно невозможно и приходится вводить свои условные количественные показатели, которые лучше соответствовали бы предварительной информации и приводили к зоогеографическим подразделениям, которые были бы сопоставимы с современными по занимаемой площади, соответствию климатическим зонам и т.д. Эти значения следующие:

При сопоставлении:	Единая фауна	Разные подпровинции	Разные провинции	Разные области, подобласти
на уровне родов	менее 0.40	0.40 - 0.49	0.50 - 0.69	более 0.69
на уровне видов	менее 0.60	0.60 - 0.69	0.70 - 0.86	более 0.86

Учитывая стабильность различий между южноевропейскими и североевропейскими фаунами (с мезозоя), и данные по другим группам фауны, я понимаю их в качестве различий между зоогеографическими областями: Тетисной (тропической) и Североевропейской (субтропической). Последнюю нередко в литературе именуют бореальной (как для третичных, так и для более древних морей). Название это крайне неудачно, оно прочно связано с климатическими характеристиками и не подходит в качестве зоогеографической единицы, которая должна определяться лишь сходством или различиями фауны. Но даже в качестве палеоклиматического пояса термин "бореальный" должен по возможности точнее отвечать представлениям о степени тепловодности фауны, ее таксономическом разнообразии в современном бореальном поясе. Среди позднеэоценовых фаун мы пока не знаем комплексов с такими характеристиками: даже самые таксономически однообразные закаспийские фауны соответствуют скорее современным обедненным субтропическим комплексам, а не бореальным.

Тетисная область на рассматриваемой территории включала две подобласти: Индоафриканскую и Средиземноморскую; Североевропейская была единой. Граница между этими областями и подобластями довольно точно совпадала по многим группам фауны и флоры: по двустворчатым моллюскам и гастроподам (Амитров, 1993), по планктонным фораминиферам, наннопланктону, млекопитающим и флоре, кроме того, она являлась в приабоне северной границей "нуммулитовых морей". В течение эоцена она постепенно смещалась на юг: в среднем эоцене к "нуммулитовым морям" относились еще большая часть территории Польши и Англо-Парижский бассейн, где обитали также многие виды и роды моллюсков, позднее встречавшиеся лишь в Тетисе. В приабоне эта граница в Западной Европе проходила между Англо-Парижским и Аквитанским бассейнами; бассейны Альп, Карпат имели фауну средиземноморского типа. Современные территории Южной Болгарии и Закавказья также несомненно принадлежали к Средиземноморской подобласти. Все эти фауны показывают высокую степень сходства и, возможно, их следует рассматривать в составе единой надпровинции.

Севернее располагались водоемы с фауной северо-европейского типа. Эти фауны были более дифференцированы, и состав их изменялся на протяжении приабона. Заметно отличался состав моллюсков Англо-Парижского бассейна, однако здесь трудно судить о провинциальных отличиях из-за эвригалинности этих комплексов.

Севернее существовала Латдорфская провинция, куда входили фауны бассейна Северного моря. Пока не вполне ясно, существовала ли обособленность фауны Южной Украины, или отличия мандриковского комплекса следует рассматривать как преимущественно временные.

Малакофауны Закаспия показывают высокую степень эндемизма и стабильность отличий во времени. Г.Х. Салибаев (1983) предложил выделить их в Туранскую провинцию, которую он подразделил на три подпровинции. В отличие от его взглядов я предлагаю подразделять ее на две подпровинции: северную (Казахстанскую), куда входили также Тургайский пролив и юг Западно-Сибирского бассейна и южную (Таджикско-Ферганскую), куда следует относить и Копетдаг.

Таблица 3. Распространение родов и подродов двустворчатых моллюсков в позднеэоценовых бассейнах Западной Евразии. Цифрами указано число видов рода, подрода в комплексе

Роды и подроды \ Регионы	Египет	ЮВ Франция (Альпы)	Северная Италия	Венгрия	Румыния	Южная Болгария	Армения	Грузия	Англия	Франция	Южная Украина	Австрия	Бельгия	Германия	Казахстан	Средняя Азия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
I. В изученном регионе встречены только в Северной Африке																
Calorhadia	1															
Barbatia (Rostarca)	2															
B. (Hawaiarca)	1															
Trisidos	1															
Porterius	1															
Protonoetia	1															
Rectangularca	1															
Perna	1															
Aviculoperna	1															
Eburneopecten	1															
Chlamys (Mimachlamys)	2															
Carolia	1															
Ostrea (Turkostrea)	3															
Striostrea	1															
Nicaisolopha	2															
Cossmannella	2															
Farisia	1															
Miodomeris	1															
Paraglans	4															
Trachycardium (Vasticardium)	2															
Crepispisula	1															
Nilobia	1															
Quadrans	1															
Tugonia	1															
Corbula (Notocorbula)	1															
Raetomya	1															
II. Распространение ограничено бассейном Тетис																
Vasconella		2		1		2		1								
Atreta					1											
Pinna s. s.	1		1	1	1		1									
Lima s. s.			3	1	1	1	1					3				
Lopha			2			1										
Eomiltha	2					3										
Divalinga	1							1								
Cardita s. s.							1									
Carditamera	?															

Таблица 3. Продолжение

Роды и подроды \ Регионы	Египет	ЮВ Франция (Альпы)	Северная Италия	Венгрия	Румыния	Южная Болгария	Армения	Грузия	Англия	Франция	Южная Украина	Австрия	Бельгия	Германия	Казахстан	Средняя Азия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Glyptoactis	2	1														
Trachycardium	1		1			1	1									
Vepricardium	1						1									
Europicardium							1									
Avicularium			1			1	1									
Tellina s. s.							1	2								
Macrosolen	1	1			1	1		1								
Azorinus								1								
Katelysia (Textivenus)	1							2								
Mysia				1												
Corbula s. s.						3		2								
C. (Bicorbula)	3	1	2			1		1								
Pholadomya (Procardia)				1												
III. Севернее бассейна Тетис обитавшие только в приабоне																
Barbatia (Obliquarca)											1					
Cucullaria											1					
Trinacria									1							
Palliolum (Lissochlamys)											1					
Lucina s. s.	1		1			2	1	1			1					
Linga						1										
Megaxinus s. s.							1	?			1					
Myrtea								?								
Miltha			1				2	?		1						
Codalucina (Epilucina)											1					
Barbierella											1					
Pseudomiltha	1			1		2	2	3			1					?
Divaricella									2							
Boeuvia						1	1	1			1					
Fimbria			1		1	1	2				2					
Glans			1				2	1			1					
Venericardia		1				1	2	2			1	1				
Pteromeris											1					
Carditella											1					
Crassatella		6	1	2		4	1	3			1					
Cardium			2	1					3			1				
Granocardium	?															
Cardilia										1						

Таблица 3. Продолжение

Роды и подроды \ Регионы	Египет	ЮВ Франция (Альпы)	Северная Италия	Венгрия	Румыния	Южная Болгария	Армения	Грузия	Англия	Франция	Южная Украина	Австрия	Бельгия	Германия	Казахстан	Средняя Азия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Asaphinella										1						
Periglypta	1															
Tivela				1												
Tivelina	1															
IV. Широко распространенные																
"Nucula"		1		1		2			4	2				1		
Nucula s.s.								1			1					
N. (Lamellinucula)	1						1	1					1	2	5	4
Leionucula	1														1	
Acila (Truncacila)	1															
Nuculana						1			2							
Neilonella															1	
Arca	1		2	1		2		1	1	1	3			2		
Acar						3					1			2		
Barbatia s.s.	2	2	1	1	2	3		2	2	1	6	1		4	1	1
B. (Plagiarca)											1			5		1
Anadara					1						1		1	1		1
Bathyarca														2	1	1
Arcopsis											3			2		
Limopsis s.s.				1					1		1					
L. (Pectunculina)		1	2			1		1			2	1	3	2	1	1
Glycymeris s.s.	2			1		1					1	1	1	2		1
G. (Tucetilla)		1	1	1		1		2			3	1				
Mytilus						1		1	1		?					
Arcomytilus		1	1			?								1		
Crenella			?						1					2		
Arcoperna										2				1		1
Musculus	1				2			2	3				1	1	1	2
Modiolus		2	2	1	1	2	1	?		1			1	1	2	3
Lithophaga			2			1									1	
Atrina				1			1	1					1	1	2	2
Pteria				2		1		1	1	1		1	1		1	
Isognomon																1
Vulsella	2		2		1	1	1				3			3		
Lentipecten		1	1	1	1	1	1	1			1	1	1	1	1	1
Propeamussium s.s.				1		1						2				
P. (Parvamussium)		2	1			2		1				2				2

Таблица 3. Продолжение

Роды и подроды \ Регионы	Египет	ЮВ Франция (Альпы)	Северная Италия	Венгрия	Румыния	Южная Болгария	Армения	Грузия	Англия	Франция	Южная Украина	Австрия	Бельгия	Германия	Казахстан	Средняя Азия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Palliolum (Delectopecten)													1		1	
"Chlamys"		2	1	3	1			1				2		3		7
Chlamys s.s.		2	1	1	1	2		3	1		2			1		
Ch. (Aequipecten)		1	1	1	1	5	1	2			3		3	2	2	3
Ch. (Hilberia)	?												1		?	
Pecten		1	4	3	1	1		1								1
P. (Flabellipecten)															1	
Plicatula	2		1								2			2		
Spondylus	1	4	5	9	3	5	4	5			4		1	2		
Dimya			2	1		1					2			2		
Anomia			3	2		2		1	1	2	2				1	1
Ctenoides						1					3			2	1	
Limatula											1			1		
Limea											1			1		
Ostrea			1	1		2			1	1			1	·		
Cubitostrea	1	2	1			3		4	2		2			2	2	3
Crassostrea			2													
Pycnodonte		2	3	1	1	2	2	3				2	2	2	2	3
Amphidonte																1
Gryphaea (Ferganea)																1
"Lucina"		5		1				1	12	2		2				
Cavilucina s.s.						1										
Megaxinus (Saxolucina)		1	1		1			?			1	1				2
M. (Gibbolucina)	2					1	1	2	1		2			1		
Parvilucina								2			3		1			
Lucinoma								1								
Claibornites											1					
Ctena											1			1		1
Pegophysema													1			
Thyasira					1						1		1		2	4
Diplodonta	1						1		3	2			2	2	1	1
Felaniella	1															
Chama	2	2	3	1	2	1	1	2		1	4			1		
Erycina														2		
Kellia									1					1		
Pseudopythina													1			
Lepton									2				1	2		

Таблица 3. Продолжение

Роды и подроды \ Регионы	Египет	ЮВ Франция (Альпы)	Северная Италия	Венгрия	Румыния	Южная Болгария	Армения	Грузия	Англия	Франция	Южная Украина	Австрия	Бельгия	Германия	Казахстан	Средняя Азия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Spaniorinus													1			
Sportella														1		
Anisodonta													2	1		
"Cardita"				2	1				4							
Acturellina		1	2			1	1	1		1	5		1	1		
Cardites			1			1	2	2			1	1	1		4	5
Carditopsis											2		1			
Sita													1			
"Crassatella"		2		3					1							
C. (Landinia)			1								2			1		
Crassatina	1		2	1		1				1	5		1	3		1
Eucrassatella		1					1	1		1	3		1	1	3	7
Laevicardium	2						1	2				1	1			
Loxocardium							1	1					1	1		
Fragum	?						1				1			2		
Plagiocardium								1	1	1	1					
Orthocardium								1	1	1	1		1	1		
Acanthocardia			2				2	2								
Nemocardium s.s.	1	1	1	2		1	2	4	2		1		1	2	1	1
N. (Habecardium)								3						2	2	1
Discors	1		1			1	1	2					1	2		
Goniocardium											1			2		
"Mactra"								?	2						1	
Lutraria															1	
Solen		1	1	1		1					1		1	1	1	2
Cultellus			1							1			1	1	3	3
Ensis									1							
Siliqua								1					1			
"Tellina"				1		3			8			1		1		
Angulus			1		1			1					3	5	1	1
Arcopagia	4	1	1				1	1					1	1		
Oudardia													1			
Macaliopsis													1	2		
Elliptotellina											1			1		
Arcopagiopsis											1			1		
Florimetis																1
Gari s.s.		1	1			1		1	3						1	4

Таблица 3. Продолжение

Роды и подроды \ Регионы	Египет	ЮВ Франция (Альпы)	Северная Италия	Венгрия	Румыния	Южная Болгария	Армения	Грузия	Англия	Франция	Южная Украина	Австрия	Бельгия	Германия	Казахстан	Средняя Азия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
G. (Gobreus)	1	1														
Psammobia			1	2						2				3		
Abra										3			2	3	1	
Solecurtus	1	1	1										1	1		
Congeria									1							
Arctica	1							2	1		1		1	1	1	1
Petalocardia									1		1		1	5		
Pygocardia								1						1		
Lutetia									1	1			1	2		
Trapezium		2	1			1	1	1			?				1	1
Coralliophaga											3		1	2		
Glossus								4	1		1		1			2
Miocardiopsis	1				1		1						1		1	2
Corbicula									1							
Polymesoda		4	1			1			5							
Spherium									2	1						
"Venus"			1													
Circe														1		
"Meretrix"		5	4	1		2		2	10	1	1			?		
Callista					1	4				1				2	1	2
C. (Chionella)											1					
Costacallista									1				1			
Chione			1			1										
Pitar	4												1	1	1	1
Pelecyora (Cordiopsis)		1	1		1	1			1		1			1	2	2
"Corbula"		4	1	1	1				4	3				1		
Corbula (Caryocorbula)	2										2			2	1	
C. (Ficusocorbula)								1		1					1	1
C. (Varicorbula)		1								1	1		1	2	1	1
Caestocorbula									1		1		1	1	1	1
Erodona									4							
Gastrochaena									1				1	1		
Eufistulana													1	1		
Hiatella													1	1		1
Panopea	1	3	1	1	1	2	1	4	1		2	1	1	1	2	3
Aspidopholas															1	
Martesia									1							

Таблица 3. Окончание

Роды и подроды \ Регионы	Египет	ЮВ Франция (Альпы)	Северная Италия	Венгрия	Румыния	Южная Болгария	Армения	Грузия	Англия	Франция	Южная Украина	Австрия	Бельгия	Германия	Казахстан	Средняя Азия
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Jouannetia														1		
Teredo			3			1		1	1					2		
Pholadomya s.s.				3		1		1		1						
Ph. (Bucardiomya)		1	2				1	2						2	3	4
Thracia	1	4	1	1		2	2	3				1	1	2	3	2
Cuspidaria				2								1		5	1	1
Cardiomya													1			
Verticordia														1		
Pechiolia				1										1		
Clavagella s.s.	1									1					1	
C. (Stirpulina)								1			1		1	1	1	
V. Отсутствовавшие в бассейне Тетис																
Nuculana (Saccella)											3		3	7	2	3
N. (Jupiteria)													1		1	
Yoldia															1	1
Yoldiella															1	
Solemya												?				
Nucinella											1		1	1		
Nucunella											2			1		
Gregariella													1			
Gonimyrtea											1		1	1	1	1
Loripes													1			
Scalaricardita											3		1		1	1
Astarte											1		4	7	1	1
Digitaria														1		
Tridonta														2		
Parvicardium											1		1			
Sanguinolaria													1			
Aralocardia													1	1	2	3
Dosiniopsis												1				
Sphenia									4	2				1		
Lentidium									1	1			1		1	
Spheniopsis														3		
Cyrtodaria															2	2
Число видов	96	82	94	70	30	114	57	124	114	44	135	28	96	175	88	121
Число родов и подродов	71	44	59	46	25	63	44	70	52	33	81	20	76	96	59	58

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амиров О.В. История гастропод палеогеновых морей запада Евразии. М.: Наука, 1993. 208 с.

Карагюлева Ю.Д. Палеоген моллюски // Фосилите на България. Т. 6а. София: Изд-во Бълг. АН, 1964. 270 с.

Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена - нижнего миоцена Восточного Паратетиса. М.: Наука, 1993. 207 с.

Салибаев Г.Х. Зоогеографическое районирование позднеэоценового Таджикского залива по двустворчатым моллюскам // Биогеографическое районирование Южного Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1983. С. 229 - 251.

Семенов В.Н. Биогеографическое районирование шельфа Южной Америки на основе классификации видовых ареалов донных беспозвоночных // Морская биогеография. М.: Наука, С. 184 - 269.

Старобогатов Я.И. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов. Л.: Наука, 1970. 372 с.

Удинцев Г.Б. Норвежско-Гренландский бассейн: рифтогенез и океанизация // Докл. 27 Межд. геол. конгресса. 1984. Т. 4. Геол. Арктики. С. 51 - 57.

Aubry M.-P. Paleogene calcareous nannoplancton biostratigraphy of nordwestern Europe // Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol. 1986. V. 55. № 2 - 4. P. 267 - 334.

Boussac I. Etudes paléontologiques sur le Nummulitique Alpin // Mem. pour. serv. á l'éxplication de la Carte geol. detailee de la France. Paris. 1911. 437 p.

Cabdulqadir M.M. Caruch M.C. The Indo-Mediterranean characters of the Somali shallow marine benthic faunas from Jurassic up to Oligocene // Boll. Soc. paleont. ital. 1982. V. 21. № 2, 3. P. 243 - 254.

Glibert M., Heinzelin B.J. L'Oligocène inférieur Belge. Bruxelles. 1954. V. 2. P. 281 - 438.

Koenen A. Das norddeutsche Unter-Oligocän und seine Mollusken-Fauna // Abhandl. geol. Specialkarte Preussen, Thüreng. Staaten. 1893 - 1894. H. 5 -7. S. 1005 - 1458.

Piccoli G., Massari D.G. I molluschi dello stratotipo del Priaboniano e il lore significate paleoecologico // Mém. Bur. Rech. géol. minères. 1968. V. 58. P. 245 - 252.

Schlosser M. Die Eocaenfaunen der bayerischen Alpen. T. 11. Die Obereocaen fauna // Abhandl. Bayer. Acad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl. 1925. Bd 30.

Strougo A. Le "Biarritzien" et le Priabonien en Egypte et leurs faunes de Bivalves // Trav. Labor. Paleontol. Orsay. 1977. 247 p.

Treatise on invertebrate paleontology. Pt. N. Bivalvia. Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas, 1969. 952 p.

Рецензент М.А. Ахметьев

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1994, том 2, № 6, с. 119 - 127

УДК 551.781.5(571.63)

СТРАТИГРАФИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛИГОЦЕНА И МИОЦЕНА В ПРИМОРЬЕ

© 1994 г. Б. И. Павлюткин, Т. И. Петренко

Гидрогеологическая экспедиция Приморгеолкома,
692480 Приморский край, с. Вольно-Надеждинское, ул. Анисимова, 75, Россия

Поступила в редакцию 09.06.93 г.

По материалам комплексного изучения 10 разрезов, расположенных вдоль субмеридионального профиля, пересекающего Приморье, охарактеризованы пограничные позднеолигоцен-раннемиоценовые слои. В палеоклиматическом отношении они соответствуют температурной депрессии, проявившейся в различных районах Северной Пацифики. Похолодание зафиксировано в структуре соответствующих микро- и макрофлор, сформированных представителями таксодиевых, сосновых, березовых, ильмовых, ивовых при незначительной роли более термофильных компонентов и почти полном отсутствии пыльцы и макрофоссилий бука. По последнему признаку указанные слои предлагается временно (до решения вопроса о придании им статуса свиты, а возможно и горизонта) назвать "безбуковой" толщей. Точное положение в ней палеоген-неогеновой границы зафиксировать пока сложно из-за трудностей с привязкой континентальных разрезов к зональной океанической шкале. Более вероятно, что она проходит на уровне смены слоев с подкомплексами миоспор СПК-2А и СПК-2Б. Рассмотрены возможные причины отсутствия в указанной толще остатков бука, а также некоторые связанные с ней номенклатурные вопросы.

ВВЕДЕНИЕ

В Приморье палеоген-неогеновую границу предложено проводить в основании усть-давыдовской свиты, стратотип которой расположен на п-ве Речной, в окрестностях г. Владивостока (Решения ..., 1982). Однако далеко не все геологические и палеоботанические материалы согласуются с официально принятой точкой зрения, что придает ей отпечаток некоторой авторитарности. В частности находки в стратотипе усть-давыдовской свиты отпечатков Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry и ряда других растений, характерных для палеогена юга Дальнего Востока (Климова, 1971), противоречат сложившимся с конца 40-х годов представлениям о ранне-среднемиоценовом возрасте указанной свиты. Несоответствия выявились и при изучении микрофлоры. Позднеэоцен-раннеолигоценовый облик спорово-пыльцевых комплексов усть-давыдовской свиты (Кундышев, 1990), подтвержденный нашими исследованиями, вынуждает либо отказаться от попыток увязки палеоген-неогеновой границы с подошвой данной свиты, либо допустить неогеновый возраст ряда растений-эдификаторов палеогеновых флор и тем самым утратить едва ли не последние критерии, используемые для расчленения третичных отложений в Приморье. Все это побудило нас вернуться к проблеме переходных олигоцен-миоценовых слоев и рассмотреть прежде всего два ее аспекта: а) стратиграфический, обусловленный необходимостью трассирования палеоген-неогеновой границы при геологосъемочных работах, б) палеоклиматический, связанный с предполагаемой температурной депрессией, приуроченной к данному рубежу.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Для решения поставленной задачи нами использованы геологические и палеоботанические данные по десяти разрезам, охватывающим территорию Приморья на всем протяжении от Хасанского района на юге до г. Бикин на севере (рис. 1). Изучение и комплексное опробование разрезов проведено Б.И. Павлюткиным. Палинологические исследования (360 проб), на основе которых главным образом осуществлены биостратиграфическое расчленение и корреляция частных разрезов, выполнила Т.И. Петренко при участии О.В. Высочиной. Привлекался также дополнительный материал по листовым и семенным флорам (определения Р.С. Климовой, П.И. Дорофеева, В.П. Никитина), а также радиометрические датировки трековым методом (С.С. Ганзей).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В Приморье в составе третичных толщ традиционно выделялись две угленосные серии, разделенные непродуктивной толщей, для которой использовался термин "надеждинская свита". Палеогеновый возраст нижней серии (угловская, майтунская, посьетская, назимовская свиты), равно как и надеждинской свиты, разногласий не вызывал. Иное дело – верхняя угленосная серия

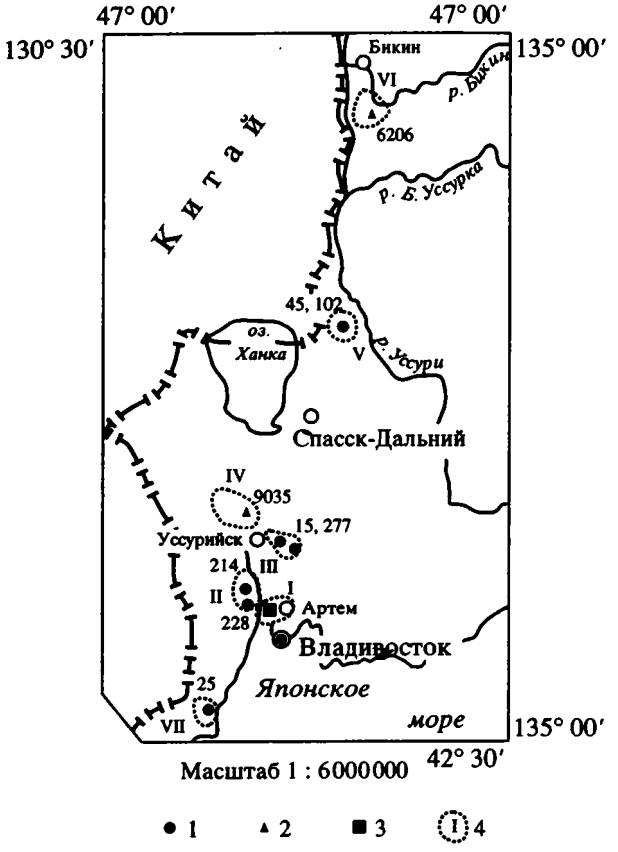


Рис. 1. Расположение изученных разрезов.

1 – скважины, 2 – карьеры, 3 – стратотип усть-давыдовской свиты, 4 – впадины: I – Артемо-Тавричанская, II – Пушкинская, III – Раковская, IV – Павловская, V – Шмаковская, VI – Нижнебикинская, VII – Пойменская.

(усть-давыдовская свита и ее аналоги). Содержащиеся в ней растительные остатки в одних разрезах указывали несомненно на палеогеновый возраст, в других – столь же уверенно можно было говорить о принадлежности вмещающих слоев к неогену. Всесторонний анализ геологических и палеоботанических материалов привел нас к мысли, что усть-давыдовская свита в ее стратотипе (Артемо-Тавричанская впадина), содержащая палеогеновые растения, представляет собой лишь часть верхней угленосной серии, т.е. разрез последней здесь не полный. В нем отсутствует верхняя – неогеновая составляющая.

Это предположение исходит из наличия в ряде депрессий осадков, литологически весьма сходных с наблюдаемыми в стратотипе усть-давыдовской свиты, но охарактеризованных флорой неогенового облика. Ближайшим таким районом является Пушкинская депрессия, образующая с Артемо-Тавричанской впадиной фактически единый седиментационный бассейн (рис. 1). Третичные отложения указанной депрессии изучены весьма детально в связи с гидрогеологическими поисково-разведочными работами. Наиболее полный разрез вскрыт в ее центральной части при бурении скв. 214 (рис. 2).

Из перебуренных литокомплексов три нижних представляют собой по набору и облику пород аналоги угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит п-ва Речной. Первые два содержат сходную со стратотипом флору. Флора третьего литокомплекса имеет свои особенности, хотя, как и в стратотипическом разрезе усть-давыдовской свиты, здесь также можно выделить две толщи. Нижняя толща (80 м) сложена ритмично чередующимися серыми, коричнево-серыми и зеленовато-серыми алевролитами, песчаниками преимущественно мелкозернистыми с сидеритовыми макро- и микроконкрециями, остатками двустворчатых моллюсков – представителей родов Unio, Nodularia, Viviparus, Cipangopaludina (определения С.М. Поповой, Лимнологический институт СО РАН). По литологическим особенностям она похожа на нижнюю (песчано-сланцевую) подсвиту усть-давыдовской свиты. В ней, по нашим сборам, Р.С. Климова определила листовые отпечатки Cocculus cf. ezoensis Tanai, Quercus cf. kushiroensis Tanai, Platanus sp. – обычные компоненты палеогеновой усть-давыдовской флоры п-ва Речной (Климова, 1983) и олигоценовых флор о-ва Хоккайдо (Tanai, 1970).

Облик спорово-пыльцевых спектров, объединенных в силу их значительного сходства в один спорово-пыльцевой комплекс (СПК-1), заметно не отличается от эталонных из стратотипа усть-давыдовской свиты. Для них характерны: умеренная роль березовых (3.4 - 4.8% без ольхи, содержание которой достигает в отдельных пробах аномально высоких значений), ильмовых (6.6 - 8.0%), богатство и разнообразие пыльцы ореховых, буковых, гамамелисовых, включая характерные для палеогена таксоны, такие как Engelhardtia quietus (R. Pot.) Elsik., Quercus gracilis Boitz., Q. graciliformis Boitz., Q. conferta Boitz., Q. forestdalensis Tr., Liquidambar zaisanica Pan. Единично, но постоянно присутствует пыльца Hamamelis, Corylopsis, Sterculia, а также представителей формальных родов Tetraporites, Triatriopollenites, Plicatopollis.

С палинокомплексами нижележащих толщ – аналогов надеждинской и угловской свит – СПК-1 обнаруживает значительное сходство, хотя в нем меньше термофильных и архаичных элементов палеогена. Спектры, объединенные в СПК-1, характеризуют в Южном Приморье раннеолигоценовые и переходные от эоцена к олигоцену слои. На основании имеющихся данных возраст нижней толщи, охарактеризованной СПК-1, отвечает, вероятнее всего, раннему олигоцену.

Верхняя толща (90 м) в литологическом отношении близка лигнитовой подсвите усть-давыдовской свиты, отличаясь от нее незначительной примесью пирокластики в алевритовой фракции осадков и присутствием пластов угля в основании. Что касается палеоботанических материалов, то здесь различия весьма значительны. В составе

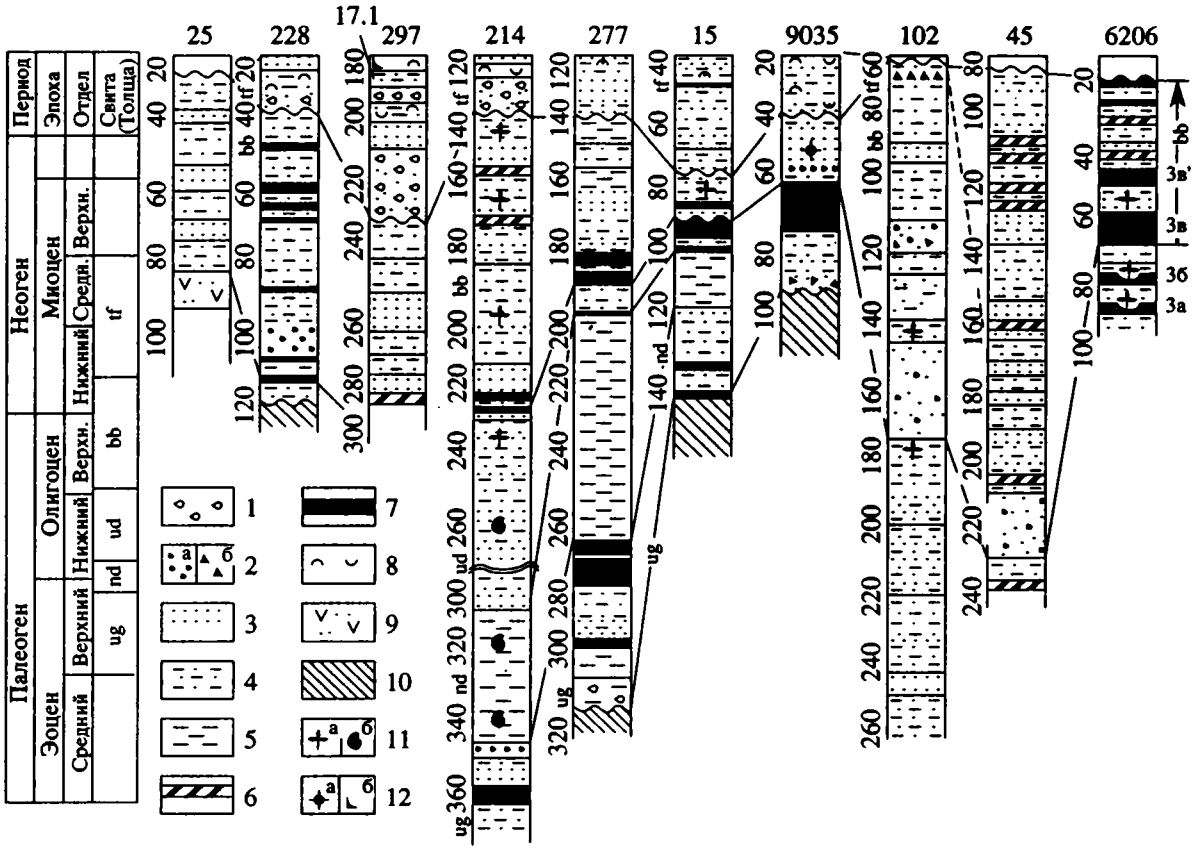


Рис. 2. Схема корреляции изученных разрезов.

1 – галька; 2 – а) гравий, б) дресва; 3 – песок, песчаник; 4 – алевролит, алевропесчаник; 5 – аргиллит; 6 – лигнит, углистый алевролит; 7 – уголь бурый; 8 – тефрогенный материал; 9 – туф андезитовый; 10 – докайнозойские породы; 11 – а) листовая флора, б) фауна моллюсков; 12 – а) карпологическая флора, б) радиологическая дата (млн. лет назад), ug – угловская свита, nd – надеждинская свита, ud – усть-давыдовская свита, bb – "безбуковая" толща, tf – тефроидная толща.

небольшой коллекции листовой флоры из верхней толщи (скв. 214) присутствуют исключительно березовые, ивовые, а также представители умеренных родов ильмовых и ореховых, не определенные до вида. Меняют свою структуру и спорово-пыльцевые спектры, объединенные нами в один палинокомплекс (СПК-2). Хотя в них, как и в СПК-1, преобладают покрытосеменные, это преобладание не столь очевидно. Возрастает процентное содержание голосеменных главным образом за счет пыльцы семейства сосновых: Pinus s/g Haploxylon, P. s/g Diploxylon, Picea (обе секции). В ряде проб содержание пыльцы покрыто- и голосеменных выравнивается при незначительном содержании спор. "Пики" в содержании сосновых связаны с возрастанием роли темнохвойных компонентов (до 21%), причем в их составе преобладает пыльца елей при малом участии тсуг (1 - 2%). Пыльца таксодиевых представлена в спектрах неравномерно (1.6 - 19.8%, чаще 5 - 8%).

В группе покрытосеменных преобладают березовые (Betula – до 14%, Carpinus – до 11%, Corylus – до 10%, Alnus – до 14%). Ореховые и ильмовые теряют наиболее термофильные элементы, хотя умеренные роды сохраняют свое значение (Juglans – 6 - 9%, Ulmus – 14.1%). В спектрах нет пыльцы Hamamelis, Corylopsis, уменьшается содержание (до "единично") ликвидамбра, исчезает пыльца формальных таксонов, но наибольшее впечатление производит практически полное исчезновение во всех 11 пробах пыльцы буков ("нет–ед."). Таким образом, верхняя толща (скв. 214), литологически сходная с лигнитовой подсвитой усть-давыдовской свиты, существенно отличается от нее по комплексу растительных остатков, который принимает почти совершенно неогеновый облик. Логично связать палеоген-неогеновую границу в данном разрезе с верхней толщей, которую мы предлагаем временно в целях удобства назвать "безбуковой" толщей.

Анализ геологических и палеоботанических материалов в южном секторе Пушкинской депрессии показал, что "безбуковая" толща не является плодом воображения, порожденным случайной комбинацией миоспор в палиноспектрах. Толща четко прослеживается по скважинам и

обнажениям (рис. 2). Она залегает на палеогеновых или более древних отложениях и перекрывается так называемой тефроидной толщей пестрого литологического состава, насыщенной пирокластикой, содержащей миоценовую палинофлору со значительным присутствием бука во всех спектрах и в целом более термофильную по сравнению с флорой "безбуковой" толщи. Развернутая характеристика тефроидной толщи дана нами ранее (Павлюткин и др., 1988). В южном секторе Пушкинской впадины ее миоценовый возраст контролируется радиометрической датировкой 17.1 млн. лет назад (скв. 297, гл. 197 м), полученной в ТИГ ДВО РАН трековым методом для монофракции вулканического стекла.

Палинокомплексы по всем приведенным разрезам "безбуковой" толщи Пушкинской впадины поразительно похожи на описанный выше СПК-2. Наиболее полные материалы получены по скв. 228. Все 22 спорово-пыльцевых спектра обнаруживают почти полное сходство с СПК-2 (скв. 214). Незначительные отличия проявляются в некотором увеличении содержания темнохвойных компонентов в группе голосеменных в основном за счет тсуг (до 8 - 9%) и появлении пыльцы каштана (до 4% в некоторых пробах), хотя тенденция к увеличению указанных компонентов в спектрах проявляется уже в кровле верхней толщи по скв. 214. Наличие пачки гравийников в низах "безбуковой" толщи позволяет предполагать наличие размыва. Подстилающие слои по структуре спорово-пыльцевых спектров и присутствию некоторых характерных таксонов тяготеют к СПК-1. В них доминируют буковые (18 - 57%), включая жестколистные вечнозеленые (?) дубы: Quercus gracilis, Q. graciliformis, Q. conferta, в спектрах обильно и разнообразно представлены как дубы, так и буки. Из термофильных компонентов присутствуют Liquidambar (3.9 - 26%), Corylopsis, Fothergilla "ед.". Спектры подобного облика известны, по нашим данным, из верхних слоев усть-давыдовской свиты п-ва Речной.

Весьма детально "безбуковая" толща изучена в Раковской впадине (рис. 2) по материалам бурения скв. 277 (инт. 142 - 188 м) и 15 (инт. 74 - 92 м). Оба разреза в литологическом отношении наиболее близки разрезу по скв. 214. Отличие заключается в незначительной мощности ритмично построенной толщи, охарактеризованной СПК-1, и в появлении в ее составе угольных пластов. Явных признаков размыва в подошве "безбуковой" толщи по кернам указанных скважин не установлено, хотя на возможность перерыва указывает наличие в ее основании мощного угольного пласта (скв. 277) или слоя грубозернистого песка (скв. 15).

Серия палиноспектров из "безбуковой" толщи по скв. 277 и 15, состоящая из 16 и 7 проб (соответственно), образует единый палинокомплекс, практически неотличимый по таксономическому составу и процентному содержанию компонентов от палинокомплекса СПК-2 по скв. 228. Здесь также единична пыльца бука (не более 2 пыльцевых зерен и то в отдельных пробах), но заметна пыльца каштана ("нет" - 5.4%).

Из керна скв. 15 (инт. 77 - 82 м) собрана небольшая коллекция листовой флоры, в составе которой Р.С. Климовой определены следующие растения: Cercidiphyllum cf. crenatum (Ung.) Brown, Ulmus cf. carpinoides Goepp., U. cf. takayasui Huzioka, U. cf. quadrans Goepp., U. cf. protojaponica Tanai et Onoe, Zelkova cf. elongata Suzuki, Betula nathorstii Suzuki, B. cf. hommae Huzioka et Nishida, Carpinus cf. miocenica Tanai, Pterocarya cf. duensis Fot., Juglandaceae sp., Populus cf. praemaximoviczii Klim., P. cf. balsamoides Goepp., Populus sp., Salix cf. varians Goepp.

Перечисленные растения входят в состав миоценовых умеренных и теплоумеренных флор и в большинстве своем являются формами широкого стратиграфического диапазона. Во флорах Приморья они появляются в позднем олигоцене - начале раннего миоцена, что свидетельствует в пользу переходного позднеолигоцен-раннемиоценового возраста вмещающих слоев "безбуковой" толщи, во всяком случае не противоречит такому предположению.

В группе впадин Павловского буроугольного поля аналоги "безбуковой" толщи изучались нами в северо-восточном секторе разрезной траншеи (обн. 9035). Толща имеет здесь небольшую мощность (первые десятки метров), преимущественно песчаниковый состав, в различной степени угленасыщена и характеризуется незначительной примесью пирокластики. Залегает она на палеогеновых угленосных отложениях с резким контактом, предполагающим наличие стратиграфического перерыва и перекрывается либо галечниками суйфунской свиты (плиоцен), либо тефроидной толщей. Последняя в данном районе содержит миоценовую макро- и микрофлору с постоянным значительным (до 5 - 8%) участием пыльцы бука в спектрах и отпечатков буковых, включая Fagus cf. stuxbergii (Nath.) Tanai, Quercus cf. kazanskyi Krysht. Возраст ее по радиометрическим датировкам охватывает интервал 15 - 21 млн. лет назад (Павлюткин и др., 1988).

Палинокомплекс из подстилающих "безбуковую" толщу угленосных отложений имеет несомненно палеогеновый облик, весьма близкий известному из стратотипа усть-давыдовской свиты или СПК-1. Он отличается обилием и разнообразием пыльцы буковых (дуб, бук), в том числе мелкой трехбороздной пыльцы Quercus gracilis ("ед."), Q. graciliformis ("нет" – 4%), Q. conferta (3.7 - 9.3%), Quercites sparsus (Mart.) em. Samoil. ("ед."). Присутствует пыльца гамамелисовых (Fothergilla, Corylopsis, Hamamelis, Sycopsis), альтингиевых (Liquidambar – 2.7 - 9.7%), спорадически отмечается Loranthus, а также пыльца формальных родов Triatriopollenites, Triporopollenites, Rhoipites, Verrutricolpites.

Спектры самой "безбуковой" толщи сохраняют все признаки, характеризующие СПК-2 (скв. 228). Пыльца бука присутствует в них изредка в виде единичных зерен, столь же редка пыльца дуба, заметнее каштан ("нет" – 8.4%). Темнохвойные представлены неравномерно по разрезу: в одних пробах их содержание (включая несколько видов тсуг) достигает 19%, в других снижается до 4 - 5%.

Из песчаниковых слоев "безбуковой" толщи, обогащенных растительным детритом (обн. 9035) нами были отмыты карпологические остатки, среди которых П.И. Дорофеевым (Ботанический институт РАН) определены Epipremnum ussuriense Dorof., sp. nov., Betula ex gr. longisquamosa Maedl., Stewartia sp., Ampelopsis sp., Daphne sp., Pterocarya sp., Saururus sp., Swida cf. stolonifera Michx. Ограниченные рамки статьи не позволяют воспроизвести детальную характеристику каждого таксона и потому мы вынуждены констатировать лишь окончательный вывод П.И. Дорофеева о раннемиоценовом до позднего олигоцена возрасте данной флоры. Позднее нами был получен дополнительный материал из того же обнажения. По определению В.П. Никитина (г. Новосибирск), в составе дополнительной флоры установлены многочисленные остатки хвои сосновых (Pinus sp., Picea sp., Tsuga sp.), семена Chamaecyparis – близкие, но не тождественные Ch. uralensis Dorof. из нижнего миоцена Среднего Урала, Epipremnum ex gr. cristatum Nikit., Aracispermum ex gr. canaliculatum Nikit., Comptonia sp., Pterocarya sp., Ostrya sp., Aldrovanda sp., Crataegus sp., Euphorbia sp., Tilia sp., Stewartia ex gr. tavdensis Mihi, Styrax ex gr. dravertii Dorof.

Перечисленный набор растений позволил В.П. Никитину датировать возраст вмещающих слоев в интервале ранний миоцен - поздний олигоцен, ближе к раннему миоцену.

В группе Приханкайских впадин, где палеогенеогеновые отложения изучены слабее, аналоги "безбуковой" толщи выявлены нами при изучении кернов скважин 45 и 102 (западный сектор Шмаковской депрессии), разрезы по которым дополняют друг друга. "Безбуковые" слои подстилаются довольно монотонной толщей зеленовато-серых алевролитов с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников и лигнитов с включениями микророзеток сидерита. Полученные из нее палиноспектры (12 проб) близки по составу и объединены в один спорово-пыльцевой комплекс. Он имеет явно палеогеновый облик, судя по присутствию таких характерных элементов, как Gleichenia, Cyclocarya, Engelhardtia quietus, Quercus gracilis, Q. graciliformis, Q. conferta, Q. forestdalensis, Castanopsis, Fothergilla, Corylopsis, Hamamelis, Disanthus, Platanus, Rhus ustjurtensis Boitz., Loranthus elegans Kulkova, Triartiopollenites, Triporopollenites. Все перечисленные таксоны присутствуют в спектрах с оценкой "нет–ед.". По преобладанию буковых, ореховых, заметной роли ликвидамбра (3 - 9%) данный палинокомплекс обнаруживает несомненное сходство с комплексом лигнитовой подсвиты усть-давыдовской свиты на п-ве Речной и весьма близок к СПК-1 по скв. 214.

"Безбуковая" толща в Шмаковской впадине в литологическом отношении заметно отличается от своих аналогов в южных районах Приморья. В ней практически отсутствуют пласты угля, отмечаются лишь прослои лигнитов в нижней части, зато возрастает роль псефитовых фракций как в виде примеси в тонкообломочных (глинисто-алевритовых) породах, так и в форме самостоятельных прослоев дресвяников, особенно в нижней части разреза. Среди обломков гравийной размерности преобладают продукты разрушения и перемыва кор выветривания, развитых на Ханкайском массиве. В минеральных новообразованиях сидерит встречается реже. Однако все полученные из нее 92 спорово-пыльцевых спектра свидетельствуют о принадлежности вмещающих слоев именно к "безбуковой" толще. Благодаря большей полноте и представительности разреза и детальному опробованию удалось выделить два подкомплекса, известных нам по рассмотренным выше разрезам Южного Приморья. Подкомплекс СПК-2А (скв. 102, инт. 62 - 195 м, скв. 45, инт. 175 - 230 м) является аналогом СПК-2, выделенным из "безбуковой" толщи по скважине 214. В нем пыльца бука и дуба сходного с монгольским присутствует в единичных пробах, причем с оценкой "ед.", пыльца каштана в большинстве спектров отсутствует вообще.

Подкомплекс СПК-2Б (скв. 45, инт. 88 - 175 м) по своей структуре наиболее близок СПК-2, полученному по скв. 15, 277 и обн. 9035. В нем пыльца дуба и бука присутствует также единично в отдельных спектрах, но почти во всех пробах заметна пыльца каштана (до 11%). Отсюда следует, что слои, охарактеризованные палиноспектрами с каштаном, занимают, скорее всего, более высокое стратиграфическое положение внутри самой "безбуковой" толщи.

В нижней части "безбуковой" толщи (скв. 102) собрана коллекция листовой флоры, в составе которой Р.С. Климовой определены: Tsuga sp., Sequoia cf. affinis Lesq., S. cf. langsdorfii (Br.) Heer, Metasequoia occidentalis (Newb.) Chaney, Glyptostrobus europaeus (Br.) Heer, Cercidiphyllum sp., Liquidambar sp., Ulmus cf. drepanodonta Grub., Celtis cf. nordenskioldii Nath., Castanea miomollissima Hu et Chaney, Alnus cf. schmalhausenii Grub., Betula sp., Cyclocarya cf. cycloptera (Schlecht.) Iljinsk., Pterocarya cf. asymmetrosa Konno, Juglans cf. miochinensis (Tanai et Onoe) Suzuki, Alangium cf. aequalifolium (Goepp.) Krysht. et Bors.

В комплексе растений имеются раннемиоценовые виды (Juglans miochinensis, Acer megasamarum), растения, имеющие более широкий возрастной диапазон: от позднего олигоцена до миоцена (Populus balsamoides, Ulmus drepanodonta, Alnus

schmalhausenii) и палеогеновые растения (Cyclocarya, Alangium cf. aequalifolium). Из буковых установлены только остатки Castanea miomollissima – вида обычного в позднеолигоцен-среднемиоценовых флорах Дальнего Востока. В целом комплекс, по заключению Р.С. Климовой, отражает переходный олигоцен-раннемиоценовый этап, ближе к началу миоцена.

На севере Приморья в Нижнебикинской впадине аналоги "безбуковой" толщи слагают самые верхние пачки верхней угленосной серии (обн. 6206). Толща сформирована зеленовато-серыми алевролитами, реже песчаниками мелко-среднезернистыми с несколькими пластами угля, объединенными в первую, вторую и третью (сверху вниз) группы. Кроме того она включает многочисленные пропластки лигнитов, сидеритовые конкреции и остатки пресноводных моллюсков. Подошва толщи проходит примерно в основании пласта 3 в (самый верхний в третьей группе). Каких-либо признаков крупного перерыва в зоне контакта не отмечено, если не принимать в расчет паузу в абиогенной седиментации, связанную с формированием самого пласта 3 в мощностью 13 м.

Подстилающие слои в литологическом аспекте не отличаются от "безбуковой" толщи. Полученные из них спорово-пыльцевые спектры включают (с оценкой "нет–ед.") характерные для палеогена элементы: Dacrydium, Engelhardtia quietus, Quercus graciliformis, Q. conferta, Quercites sparsus, Castanopsis, Hamamelis, Corylopsis, Disanthus, Platanus, Pseudoplicapollis, Rhoipites, Verrutricolpites. Спектры подобного состава с богатством и разнообразием буковых (включая несколько видов бука), ореховых при умеренной роли березовых и ильмовых характерны для лигнитовой подсвиты усть-давыдовской свиты п-ва Речной.

Разрез "безбуковой" толщи в Нижнебикинской впадине, видимо, неполный, во всяком случае в нем не представлены слои с подкомплексами СПК-2А и 2Б. Палинофлора ее своеобразна. Из 18 проанализированных проб, объединенных условно в СПК-2В, лишь в нескольких отмечена пыльца бука с оценкой "ед.", но нет в них и пыльцы каштана, зато заметно возрастает содержание компонентов, определивших позднее облик темнохвойной тайги: Tsuga (несколько видов) – 1.5 - 16.4%, Picea (обе секции в сумме – 2.1 - 35.3%), много пыльцы сосен (15 - 30%), что в итоге обеспечивает устойчивое преобладание пыльцы голосеменных в большинстве спектров при сокращении доли березовых и ильмовых. Это главная особенность палинокомплекса.

Данную палинофлору пока трудно соотнести с двумя другими (СПК-2А и 2Б), поскольку нет непрерывных разрезов, опираясь на которые, можно было бы проследить ее связи с флорами перекрывающих отложений. Более того, такая флора по обилию голосеменных иногда сравнивается с верхнемиоценовыми палинофлорами (Варнавский и др., 1988). Однако подобное предположение не согласуется с геологическими данными. Верхнемиоценовые отложения (усть-суйфунская свита) по всему Западному Приморью представлены исключительно галечниками без всяких признаков угленосности, в ее палиноспектрах в отличие от "безбуковой" толщи пыльца бука заметно представлена почти во всех пробах (до 7.5%). Противоречит этому предположению и сообщение о составе листовой флоры из междупластия 3 в и 3 в' (Кундышев, Верховская, 1989). В ней при полном отсутствии отпечатков бука доминируют березовые, особенно вид Corylus jarmolenkoi Grub., часто образующий листовые кровли, и Metasequoia disticha (Heer)Miki, единично отмечены остатки Alnus hokkaidoensis Tanai, Carpinus kushiroensis Tanai, Ostrya antiqua Grub. Данные растения, как справедливо отмечает А.С. Кундышев, обычны в позднеолигоценовых, олигоцен-раннемиоценовых флорах Ашутаса и о-ва Хоккайдо.

Можно конечно предположить, что своеобразие подкомплекса СПК-2В обусловлено более северным положением нижнебикинского разреза, но во-первых, столь резкая широтная зональность для рассматриваемого позднеолигоцен-раннемиоценового времени маловероятна, а во-вторых, подобный же тип спектров известен из верхней части верхней угленосной серии на самом крайнем юге Приморья в Краскинской впадине (Варнавский и др., 1988). Несколько севернее (Пойменская впадина) нами изучен разрез "безбуковой" толщи, сложенной алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с редким растительным детритом (60 м). Толща залегает на псефитовых туфах и туфобрекчиях андезитобазальтового состава и перекрывается четвертичными отложениями. Палинокомплекс из 34 проб наиболее близок по составу СПК-2В, отличаясь от него лишь несколько меньшим содержанием пыльцы тсуг при их большом видовом разнообразии.

Увеличение роли голосеменных за счет преимущественно темнохвойных компонентов в составе СПК-2В объясняется, на наш взгляд, не иным стратиграфическим положением разрезов, а особенностями палеорельефа. Впадины, в которых установлен данный палинокомплекс, соседствуют с довольно высокими (до 1000 м) горными кряжами: Черные Горы, Хребет Стрельникова, тогда как остальные рассмотренные разрезы расположены в равнинной зоне, осложненной лишь мелкосопочными массивами. Логично предположить, что склоны данных хребтов в позднем олигоцене - раннем миоцене были заняты хвойными лесами, служившими источниками огромного количества летучей пыльцы, захоронявшейся в осадках заболоченных низин. Однако для формулирования окончательных выводов необходимы дополнительные исследования.

Таким образом, геологические и палеоботанические материалы дают основание рассматривать

"безбуковую" толщу в качестве переходных позднеолигоцен-раннемиоценовых слоев в Приморье. Поскольку более точное маркирование палеоген-неогеновой границы осложнено трудностью привязки континентальных разрезов к зональной океанической шкале, логично датировать "безбуковую" толщу переходным позднеолигоцен-раннемиоценовым временем, а палеоген-неогеновую границу проводить на уровне смены слоев с палинокомплексами СПК-2А и СПК-2Б.

Умеренный облик флоры "безбуковой" толщи позволяет связывать ее в палеоклиматическом отношении с похолоданием, проявившимся, по мнению В.М. Синицына (1980), Л.И. Фотьяновой (1988), на рубеже олигоцен - миоцен в Северной Пацифике, а по данным М.А. Ахметьева (1976), имевшем глобальный характер. Данный климатический пессимум находит отражение на палеоклиматических кривых, построенных на основе изотопных данных по раковинным остаткам морских организмов как в современных акваториях, так и в бассейнах древних морей (Ясаманов, 1972; Shackleton, Kennet, 1975; Buchardt, 1978).

В Японии вероятным аналогом "безбуковой" толщи является формация Аниаи с одноименной флорой, возраст которой рассматривался ранее в объеме второй половины раннего миоцена (Huzioka, 1964), но в последнее время для нее в стратотипическом районе на п-ве Ога была получена серия радиометрических датировок, охватывающих интервал 22 - 26 млн. лет назад (Kano, Yanagisawa, 1989). На Сахалине стратиграфическому уровню поздний олигоцен - ранний миоцен отвечает хойнджинская свита с одноименной флорой умеренного облика (Ахметьев, 1976а; Красилов, Кундышев, 1982; Фотьянова, 1988), в разрезах Камчатки – утхолокская свита, в основании которой отмечаются гальки ледового разноса (Гладенков, Шанцер, 1989). На Северо-Востоке Азии климатический пессимум на рубеже олигоцен - миоцен выражен наиболее резко. По материалам изучения опорного разреза в устье р. Омолон флора переходных олигоцен-миоценовых слоев почти лишена широколиственных элементов и таксодиевых (Лаухин и др., 1992). Леса подобного облика сформировались здесь уже в позднем олигоцене и оставались доминирующими еще в течение 4 - 5 млн. лет в раннем миоцене. На Аляске интересующему нас стратиграфическому уровню отвечает, вероятно, формация Healy Creek, с флорой, в которой практически нет термофильных элементов (Wolfe, Tanai, 1980).

Характеризуя "безбуковую" толщу, мы не можем не затронуть возможные причины отсутствия пыльцы и отпечатков бука в эквивалентных ей флорах. Это тем более важно, что палеоклиматическая интерпретация буковых слоев как своеобразных антиподов нашей "безбуковой" толщи весьма неоднозначна. Если одни исследователи (Лаухин и др., 1992; Ахметьев и др., 1984) трактуют обилие бука в ископаемых флорах как несомненное свидетельство потепления климата, то другие склонны усматривать в этом, напротив, признаки похолодания и снижения границы буковых лесов (Красилов, Алексеенко, 1977).

Мы полагаем, что связь между буковой составляющей ископаемых флор и палеоклиматом выглядит сложнее. В нашем случае причиной выпадения бука из растительных группировок равнин и прилегающих склонов не могло быть снижение температуры, поскольку, несмотря на позднеолигоценовое похолодание, среднеянварские температуры на территории нынешнего Приморья в то время не опускались ниже +5°С (Синицын, 1980). Бук же, как известно, характеризуется критической средней температурой января –6°С (Жизнь растений, 1980), но нормально развивается при январской изотерме 0°С, что видно на примере Северного Хонсю, где распространены леса с широким участием Fagus crenata (Букштынов и др., 1981). Аналогичная картина наблюдается в Карпатах, Польше, Скандинавии, где буковые леса из Fagus sylvatica – один из важнейших элементов растительного покрова горных склонов и равнин (Алехин, 1950). Причину отсутствия бука в позднеолигоценовых флорах Приморья следует искать в болезненной реакции представителей данного рода на высокую сухость воздуха в течение длительного периода времени годового цикла. Современный ареал бука свидетельствует о том, что районы, благоприятные для его произрастания, характеризуются равномерным выпадением осадков по сезонам года (Жизнь растений, 1980), контролируемым глобальным распределением атмосферных потоков.

Анализируя эволюцию типа выветривания на территории Китая, П. Ван (Wang, 1984) пришел к выводу, что на рубеже между эоценом и олигоценом начались кардинальные изменения всей системы атмосферной циркуляции в Азии под влиянием угасания Тетиса, регрессии Чеганского моря в Западной Сибири и воздымания Тибетского плато. Аналогичные суждения высказаны С.А. Лаухиным (1989). Новая климатическая модель окончательно оформилась к началу позднего олигоцена как широко известная схема муссонной циркуляции, которая определяет, в частности, и нынешний климат в Приморье.

В этих условиях длительное воздействие в зимний период сильно иссушенных воздушных масс, поступавших из Центральной Азии, было крайне неблагоприятным для произрастания буковых лесов. Возможно, что последние не исчезли из растительного покрова Приморья того времени, но лишь мигрировали в верхний пояс гор. Но в таком случае пыльца бука, относящаяся к категории слаболетучих (Жизнь растений, 1980), уже не попадала в осадки низин, которые как раз и сохранились в ископаемом состоянии. Еще меньше шансов попасть в захоронения было у макроостатков

бука. Нелишне подчеркнуть, что в Северном Китае, находящемся под сильным влиянием зимнего антициклона, буковые леса не распространены к северу от хребта Цинь Линь (Ма Цзи, 1955; Кабанов, 1962), хотя общий температурный фон и средние температуры января допускают их произрастание, во всяком случае в южной части региона. Это видно на примере более термофильного (минимальная допустимая изотерма января –1°С), но и более эвриксеротического каштана мягчайшего – обычного компонента лесов северного склона Цинь Линя (Букштынов и др., 1981).

Что касается присутствия бука в позднеолигоцен-раннемиоценовых лесах Северной Японии, структура которых отражена в ископаемых флорах типа Аниаи, то оно было обусловлено смягчающим влиянием мощного Северо-Тихоокеанского теплого течения, известного в японском секторе под названием Куросио. Но естественно возникает вопрос, чем объяснить в таком случае восстановление буком утраченных позиций в Приморских флорах в последующие эпохи неогена, вплоть до позднего плиоцена. Напомним, что в составе флор тефроидной толщи бук является обычным компонентом, причем как в макро-, так и в микрофоссилиях. Регенерацию буковых лесов (или снижение их границы) логично связать с воздействием на районы Северной Кореи и Приморья Японского моря, раскрытие которого, по современным представлениям произошло либо на рубеже ранний - средний миоцен (Tsuchi, 1990), либо несколько раньше (Iijuma, Tada, 1991). Во внутриконтинентальных районах, например в Забайкалье, бук, утративший свои позиции в составе растительных группировок конца олигоцена, уже не восстановил их в последующие эпохи, что следует из структуры неогеновых палинофлор (Корнутова, 1984).

В заключение необходимо остановиться на номенклатурных вопросах. Региональное распространение, довольно большие мощности, особенности литологического состава и специфика флоры "безбуковой" толщи дают основания для перевода ее в ранг свиты или горизонта, возможно, даже суперрегионального уровня, отвечающего переходному отрезку времени от позднего олигоцена до первой половины раннего миоцена включительно. Но в этой связи возникает вопрос о так называемой павловской свите. В Стратиграфическом словаре (1982) авторство в выделении и наименовании данной свиты приписывается Ю.Я. Громову (Громов, Громова, 1960). Однако в указанной работе речь идет практически о всем комплексе третичных отложений Ханкайского массива суммарной мощностью 700 - 800 м, к тому же ни здесь, ни в одной из других опубликованных и рукописных работ Ю.Я. Громов не использовал термин "павловская свита". Нет упоминания о ней и в сводной работе по геологии Приморья (Геология СССР ..., 1969). Свита "внезапно" появляется в стратиграфической схеме, принятой на Третьем стратиграфическом совещании (Решения ..., 1982), но в текстовой части Решений сведения о ней отсутствуют. В итоге сложилась неординарная ситуация, когда стратон в ранге свиты, представленный в стратиграфической схеме, не имеет четко зафиксированного авторства, конкретного, хотя бы и ареального, эталонного разреза, охватывает огромный по мощности (для условий субплатформенного режима) комплекс осадков и характеризуется "плавающим" возрастом. Все это превращает павловскую свиту в довольно неопределенное понятие, а попытка ввести ее в региональную стратиграфическую схему Приморья вряд ли может быть признана удачной.

Название "павловская свита" не может быть использовано без нарушения § 2 статьи IX. 12 Стратиграфического кодекса СССР (1977) и для наименования "безбуковой" толщи, ибо последняя является лишь частью комплекса третичных отложений, для которого этот термин использован в Стратиграфической схеме Приморья. Мы пока не предлагаем перевести "безбуковую" толщу в ранг свиты, ибо для этого необходимы, как минимум, выбор стратотипического разреза и его детальная характеристика, что потребует отдельной публикации. Здесь хотелось бы только привлечь внимание к выделенному нами стратону, поскольку его дальнейшее углубленное изучение поможет решить вопрос о более четком маркировании палеоген-неогеновой границы в рамках Международного проекта № 326 МПГК "Переход от олигоцена к миоцену в Северном полушарии" и внести ясность в затянувшийся спор о возрасте угленосных толщ буроугольных месторождений Приморья.

ВЫВОДЫ

1. В Приморье пограничные верхнеолигоцен-нижнемиоценовые слои занимают промежуточное положение между усть-давыдовской свитой и тефроидной толщей.

2. Указанные слои по специфике содержащихся в них растительных остатков (практически полное отсутствие микро- и макрофоссилий бука) предлагается выделить в качестве самостоятельного стратона – "безбуковой" толщи с последующим ее переводом в ранг свиты или горизонта.

3. Положение палеоген-неогеновой границы внутри "безбуковой" толщи остается пока неопределенным и нуждается в уточнении.

4. Умеренный облик флоры "безбуковой" толщи и ее положение в общем разрезе третичных отложений Приморья позволяют коррелировать ее с флорами других регионов Северной Пацифики.

5. Отсутствие остатков Fagus по флорах "безбуковой" толщи объясняется палеоклиматическими особенностями соответствующей эпохи, связанными с влиянием Центральноазиатского антициклона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алехин В.В. География растений. Основы фитогеографии, экологии и геоботаники. М.: Учпедгиз, 1950. 420 с.

Ахметьев М.А. О климатических флуктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах Земного шара // Международный геол. конгресс. XXV сессия. Доклады советских геологов (палеонтология и морская геология). М.: Наука, 1976. С. 138 - 146.

Ахметьев М.А. Ископаемая флора стратотипического разреза неогена Среднего Сахалина // Сов. геология. 1976а. № 2. С. 130 - 136.

Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Челебаева А.И. Климатический оптимум в неогене Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 70 - 78.

Букштынов А.Д., Грошев Б.И., Крылов Г.В. Леса. М.: Мысль, 1981. 312 с.

Варнавский В.Г., Седых А.К., Рыбалко В.И. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 179 с.

Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 690 с.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Стратиграфия и корреляция геологических событий неогена Камчатки // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 168 - 175.

Громов Ю.Я., Громова Н.С. Стратиграфия угленосных отложений палеогена и неогена Ханкайской межгорной впадины в Южном Приморье // Геология и полезные ископаемые Дальнего Востока. Информ. сборн. ВСЕГЕИ. Л., 1960. № 38. С. 57 - 66.

Жизнь растений. Т. 5. Цветковые растения. Ч. I. М.: Просвещение, 1980. 392 с.

Кабанов Н.Е. В лессовой провинции Северного Китая. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 167 с.

Климова Р.С. О возрасте стратотипов надеждинской и усть-давыдовской свит // Информ. сборн. ПГУ. Владивосток, 1971. № 7. С. 38 - 40.

Климова Р.С. Миоценовая флора и фитостратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 65 - 76.

Корнутова Е.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Шилка-Ононской области Забайкалья // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 128 - 132.

Красилов В.А., Алексеенко Т.М. Смена растительных сообществ в палеогене и неогене Южного Приморья // Палеоботаника на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 7 - 17.

Красилов В.А., Кундышев А.С. Смена флоры в опорном кайнозойском разрезе Западного Сахалина и корреляция континентального миоцена // Тихоок. геология. 1982. № 4. С. 90 - 95.

Кундышев А.С. О возрасте угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит Южного Приморья в стратотипическом разрезе // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск: ГКП ПГО Дальгеология. 1990. С. 279 - 280.

Кундышев А.С., Верховская Н.Б. О возрасте угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 121 - 127.

Лаухин С.А. Похолодание в конце палеогена на Северо-Востоке Азии // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1989. № 2. С. 66 - 73.

Лаухин С.А., Гриненко О.В., Фрадкина А.Ф. Эволюция климата кайнозоя Арктического побережья Северо-Востока Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 131 - 139.

Ма Цзи. Леса Китая // Леса и почвы Китая. М.: ИЛ, 1955. С. 17 - 96.

Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Белянина Н.И. Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // Тихоок. геология. 1988. № 4. С. 92 - 100.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Владивосток, 1978 г.). Магадан: ГКП СВ ПГО, 1982. 183 с.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 237 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Л.: Аэрогеология, 1977. 79 с.

Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. Л.: Недра, 1982. 506 с.

Фотьянова Л.И. Флора Дальнего Востока на рубеже палеогена и неогена (на примере Сахалина и Камчатки). М.: Наука, 1988. 172 с.

Ясаманов Н.А. К вопросу о глобальных изменениях температурного режима земной поверхности в кайнозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 106 - 110.

Buchardt B. Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area // Nature. 1978. V. 275. P. 121 - 123.

Huzioka K. The Aniai flora of Akita prefecture, and the Aniai-type floras in Honshu, Japan // J. Min. Coll. Akita Univ. Ser. A. 1964. V. 3. № 4. P. 1 - 105.

Iijuma A., Tada R. Evolution of Tertiary sedimentary basins of Japan in reference to opening of the Japan Sea // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. 1990. Sec. 2. V. 22. № 2. P. 121 - 171.

Kano K., Yanagisawa Y. Ages of the Aniai-type and Daijima-type floras in Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1989. V. 40. № 12. P. 647 - 653.

Shackleton N.J., Kennet J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of the Antarctic glaciotion: oxygen and carbon isotope and lyses in DSDP Sites 277, 279 and 281 // Initial Rep. of the DSDP U.S. Wash. 1975. V. 29. P. 743 - 755.

Tanai T. Oligocene floras from the Kushiro Coal, Hokkaido, Japan // J. Fac. Sci. Hokk. Univ. 1970. Ser. IV. V. XIV. № 4. P. 383 - 505.

Tsuchi R. Neogene events in Japan and the Pacific // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1990. V. 77. № 3/4. P. 355 - 365.

Wang P. Progress in Late Cenozoic palaeoclimatology of China // Evol. East Asian Environ. V. 1: Geol. and Palaeoclimatol. Proc. Int. Conf. (Hong-Kong, 7 - 12 Jan. 1983). Hong-Kong, 1984. P. 165 - 187.

Wang Chiwu. The Forests of China with a Survey of grassland and Desert Vegetation. U.S. Cambridge, 1961. 131 p.

Wolfe J.A., Tanai T. The Miocene Seldovia Point Flora from the Kenai Group, Alaska // Geol. Surv. Prof. Pap. 1105. U.S. Washington, 1980. P. 1 - 45.

Рецензент М.А. Ахметьев

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1994, том 2, № 6, с. 128 - 139

УДК 563.12:551.782.2/.79(261.1)

ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ И СТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

© 1994 г. **В. А. Крашенинников, М. Е. Былинская**

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 18.05.93 г.

Детальное изучение планктонных фораминифер севера Атлантического океана показывает присутствие в плиоцен-четвертичных осадках умеренного пояса большинства зональных таксонов. Это дает возможность использовать зональную стратиграфическую шкалу низких широт (Bolli, Saunders, 1985) примерно до 60° с.ш. На плато Роколл (скв. 403 - 406, 48-й рейс Проекта глубоководного бурения) в плиоценовых и четвертичных осадках выделены зоны Globorotalia margaritae margaritae, Globorotalia margaritae evoluta, нерасчлененная Globorotalia miocenica–Globorotalia tosaensis и в пределах зоны Globorotalia truncatulinoides – подзоны Globorotalia crassaformis viola, Globorotalia crassaformis hessi, Globigerina calida calida, Globigerina bermudezi. Применение в бореальной области зональной шкалы низких широт позволяет прямые корреляции на бóльшей части Атлантики (с учетом синхронности или диахронности датировочных уровней зональных видов) и делает нецелесообразным разработку особых стратиграфических схем для каждого климатического пояса. Севернее 60° с.ш. по планктонным фораминиферам определяются границы миоцена - плиоцена и плиоцена - квартера.

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, планктонные фораминиферы весьма эффективны для стратиграфического расчленения кайнозойских осадков тепловодной области Земли (тропический и субтропический пояса). Начиная с конца 60-х гг. было разработано несколько зональных стратиграфических шкал, основанных на эволюционных изменениях планктонных фораминифер (Bandy, 1964; Bolli, 1966; Blow, 1969; Berggren, 1972; Lamb, Beard, 1972; Bolli, Premoli Silva, 1973; и др.). Для подразделения плиоценовых и четвертичных отложений низких широт чаще всего применяются две из них: шкала Г. Болли и И. Премоли-Сильва (Bolli, Premoli Silva, 1973), позже несколько модифицированная (Bolli, Saunders, 1985), и шкала У. Блоу (Blow, 1969).

Г. Болли и И. Премоли-Сильва создали свою шкалу на материале плиоцен-четвертичных осадков Карибского моря, но в дальнейшем она была апробирована во многих районах Мирового океана. Плиоцен в ней подразделяется на зоны Globorotalia margaritae (с подзонами Globorotalia margaritae margaritae и Globorotalia margaritae evoluta), Globorotalia miocenica (с подзонами Globigerinoides trilobus fistulosus и Globorotalia exilis) и Globorotalia tosaensis. Квартер соответствует зоне Globorotalia truncatulinoides, в составе которой выделены подзоны Globorotalia crassaformis viola, Globorotalia crassaformis hessi, Globigerina calida calida, Globigerina bermudezi и Globorotalia fimbriata.

Граница плиоцена и квартера в шкале Г. Болли и И. Премоли-Сильва проводится в основании зоны Globorotalia truncatulinoides, и эта точка зрения сейчас практически является общепризнанной. Сложнее обстоит вопрос с границей миоцена и плиоцена. Отложения с типичной миоценовой микрофауной (зона Globorotalia plesiotumida) и типичной микрофауной плиоцена (зона Globorotalia margaritae evoluta) разделены зоной (подзоной) Globorotalia margaritae margaritae по терминологии Г. Болли (или зоной Globorotalia tumida по шкале У. Блоу) с ассоциацией планктонных фораминифер переходного характера – на общем фоне доминирования миоценовых фораминифер появляются элементы плиоценовой микрофауны. Г. Болли и У. Блоу помещают границу миоцена и плиоцена в подошву зоны Globorotalia margaritae margaritae, но не исключено, что ее следует проводить в кровле этой зоны, выше которой плиоценовые планктонные фораминиферы представлены во всем своем многообразии (Крашенинников, 1982). Не касаясь всех противоречивых аспектов этой проблемы, отметим, что в данной статье за подошву плиоцена принимается нижняя граница зоны Globorotalia margaritae margaritae.

Тропическая (карибская) зональная шкала плиоцена и квартера в Атлантическом океане применялась до широты скв. 370 у побережья Марокко (32°50′ с.ш.). К северу планктонные фораминиферы (и вообще планктон с известковым скелетом) становятся в таксономическом отношении обедненными и постепенно теряют свое стратиграфическое значение. Они "замещаются" планктоном с кремневым скелетом (радиолярии, диатомеи, силикофлагелляты), который также характеризуется высокой степенью стратиграфической разрешаемости.

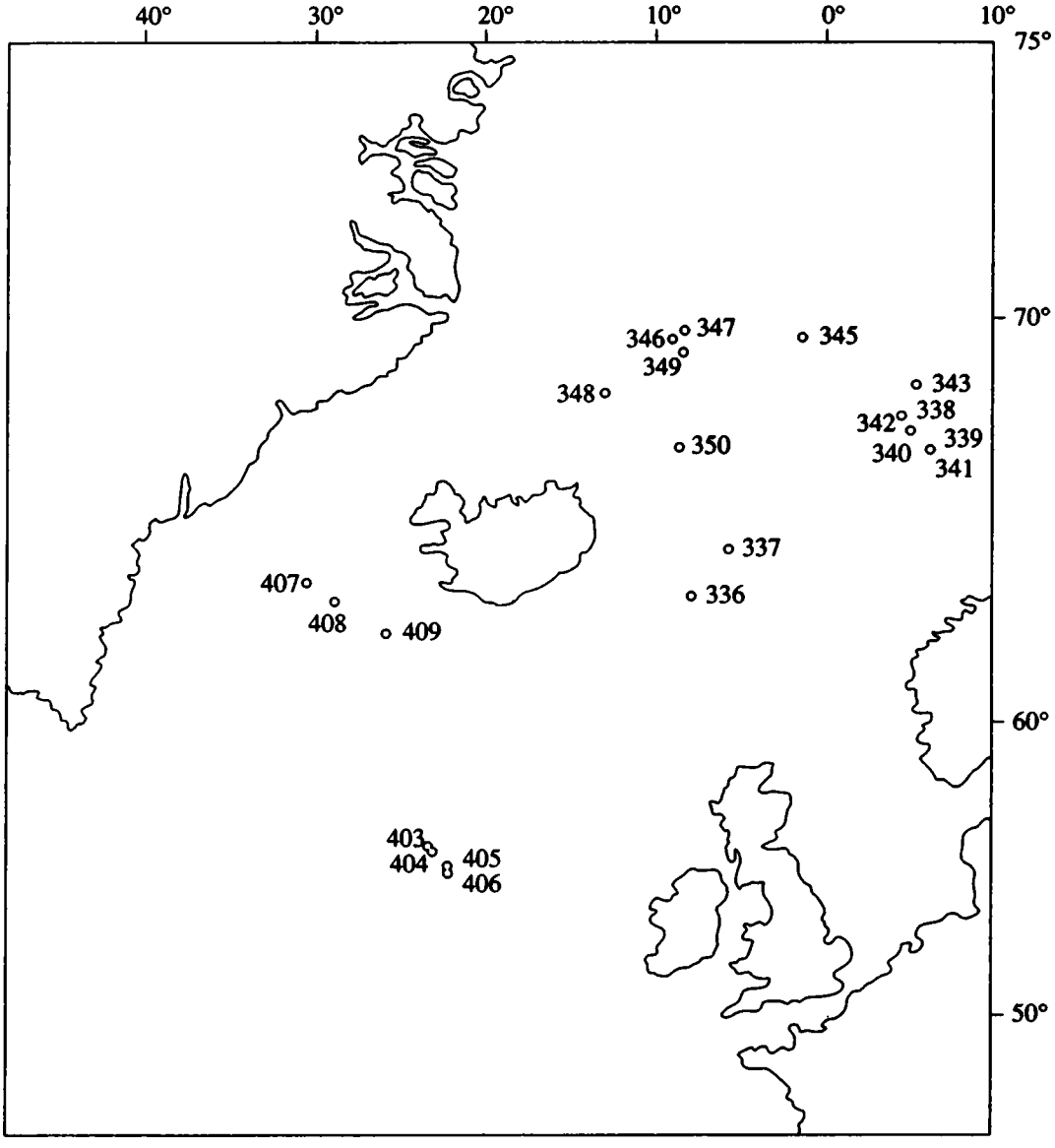


Рис. 1. Расположение скважин 38, 48 и 49-го рейсов Проекта глубоководного бурения.

Подобная биогеографическая картина, определявшаяся климатической зональностью, хорошо освещена в литературе. Однако поведение зональных единиц тропической шкалы при переходе к субтропической (35 - 45° с.ш.), бореальной (45 - 56° с.ш.) и субарктической (62 - 76° с.ш.) областям, а также поведение уровней эволюционного появления или исчезновения видов планктонных фораминифер (датировочные уровни) во многих отношениях еще остается недостаточно ясным.

В предлагаемой статье рассматриваются возможности биостратиграфического расчленения по планктонным фораминиферам верхнекайнозойских океанических осадков самых северных областей Атлантического океана (55 - 76° с.ш.), базируясь на материалах Проекта глубоководного бурения. Образцы осадков были получены из скважин, пробуренных судном "Гломар Челленджер" в Норвежско-Гренландском бассейне (рейс 38, скв. 336 - 350), юго-западнее Исландии (рейс 49, скв. 407 - 409) и на плато Роколл (рейс 48, скв. 403 - 406) (рис. 1).

Мы выражаем признательность руководству Проекта глубоководного бурения (США) за предоставление кернового материала.

ПЛАТО ХАТТОН-РОКОЛЛ

Плиоцен-четвертичные осадки бореального пояса вскрыты скважинами 403 - 406 на плато Хаттон-Роколл (55 - 56° с.ш., табл. 1). Они содержат обильную фауну фораминифер хорошей сохранности, основное ядро которой составляют

Таблица 1. Местоположение скважин 48-го рейса

Скважина	Координаты		Глубина океана, м
403	56°08.31′ с.ш.	23°17.64′ з.д.	2301
404	56°03.13′ с.ш.	23°14.95′ з.д.	2306
405	55°20.18′ с.ш.	22°03.49′ з.д.	2958
406	55°15.50′ с.ш.	22°05.41′ з.д.	2911

бореальные виды широкого стратиграфического диапазона. Преобладание таких видов как Globigerina bulloides, Globigerinita glutinata, Neogloboquadrina pachyderma, Globorotalia scitula, G. crassaformis, G. inflata привело к тому, что первые биостратиграфические схемы высоких широт основывались именно на них и были значительно менее детальными, чем в тропической области. Так, например, по схеме У. Берггрена (Berggren, 1972) в плиоцен-четвертичном разрезе плато Роколл выделены три подразделения: зоны Globorotalia puncticulata, Globorotalia crassaformis и Globorotalia inflata. Эти подразделения имеют большой объем, а их точная корреляция с плиоценовыми зонами тропической шкалы очень затруднена.

Тем не менее, при более поздних исследованиях в осадках плато Роколл были установлены плиоценовые тропические зоны Globorotalia margaritae margaritae, Globorotalia margaritae evoluta и Globorotalia miocenica/Globorotalia tosaensis (Krasheninnikov, 1979), а затем и четвертичные подзоны шкалы низких широт Г. Болли и И. Премоли-Сильва (Былинская, 1991). Распространение на столь высокоширотную область Атлантики тропической зональной шкалы оказалось возможным благодаря присутствию в осадках ряда плиоцен-плейстоценовых зональных таксонов (Globorotalia margaritae, G. crassaformis и др.), имеющих, по-видимому, субтропическое происхождение. Они являются космополитами на значительной акватории Атлантического океана, хотя в северных районах и встречаются в значительно меньших количествах.

Более подробно биостратиграфию позднего кайнозоя плато Роколл по планктонным фораминиферам мы рассмотрим на примере скв. 403 (рис. 2).

Верхнемиоценовые осадки зоны Globorotalia plesiotumida (зона Globorotalia humerosa по шкале Г. Болли) определены в кернах 22 - 16 и содержат наряду с другими формами, Globorotalia conomiozea, G. miozea conoidea и индекс-вид.

В керне 14 по появлению Globorotalia margaritae margaritae фиксируется одноименная зона. Осадки этой зоны содержат индекс-вид, переходящие из миоцена Globorotalia merotumida и G. obesa, которые исчезают в кровле зоны, G. acostaensis и G. humerosa, а также левозавитую Neogloboquadrina atlantica. В небольших количествах встречаются Globigerina nepenthes и Globigerinoides obliquus extremus. В середине керна 13 (обр. 13-3, 123 - 125 см) зафиксировано появление Globorotalia puncticulata, характерного маркера плиоценовых отложений.

Все эти таксоны встречаются на фоне большого количества Globigerina bulloides, Globigerinita glutinata, Neogloboquadrina pachyderma dex и несколько более редких Globorotalia scitula и Globigerina quinqueloba. Этот фон бореальных таксонов существует на всем протяжении плиоцен-четвертичного времени.

В первой половине плиоцена к этой группе наиболее многочисленных видов присоединяется также тепловодная Orbulina universa. Позднее, особенно в четвертичных отложениях, она становится более редкой.

В кровле зоны Globorotalia margaritae margaritae по планктонным фораминиферам прослеживается первое в плиоцене существенное похолодание климата. Оно отчетливо выражено в составе комплекса фораминифер, который становится более обедненным. Все типично плиоценовые виды встречаются единично, а основную массу составляют холодноводные бореальные формы. Впервые появляются левозавитые Neogloboquadrina pachyderma, причем в значительном количестве (обр. 13-1, 54 - 57 см). В осадках, соответствующих моменту похолодания, содержится много гравия и даже мелкая галька (вероятно, материал ледового разноса).

Появление Globorotalia margaritae evoluta в обр. 12-6, 106 - 108 см отмечает начало одноименной зоны с самыми богатыми и тепловодными комплексами планктона за весь плиоцен-четвертичный интервал. В этой зоне встречаются (и заканчивают свое развитие) Globorotalia plesiotumida, G. pseudomiocenica, G. margaritae margaritae, G. margaritae evoluta, Globoquadrina altispira, Globigerina nepenthes, G. venezuelana, Sphaeroidinellopsis seminulina. Широко развиты Neogloboquadrina atlantica и Globorotalia puncticulata, обычны Globigerina decoraperta, G. foliata, Globorotalia acostaensis и G. humerosa. К данному интервалу приурочены прослои турбидитов с переотложенной микрофауной позднемиоценового возраста (G. conomiozea, G. miozea conoidea).

В нижней части этой зоны появляется Globorotalia crassaformis, подвиды которой имеют чрезвычайно важное значение для расчленения четвертичных отложений. В осадках зоны Globorotalia margaritae evoluta установлены G. crassaformis crassaformis и G. crassaformis ronda.

В пределах описываемой зоны по фауне фораминифер прослеживается ряд эпизодов потепления и похолодания. Самое существенное потепление (в интервале от обр. 12-4, 80 - 83 см до обр. 12-1, 72 - 74 см) фиксируется присутствием тропических видов Globigerinoides trilobus, G. sacculifer, G. ruber, Globorotalia tumida и увеличением содер-

жания Globigerinella siphonifera и Orbulina universa. Возрастало также количество Sphaeroidinellopsis seminulina, Globorotalia pseudomiocenica и G. plesiotumida. В середине керна 11 (обр. 11-4, 90 - 92 см) фиксируется похолодание и затем снова интервал потепления, во время которого уменьшалось количество относительно холодноводных Neogloboquadrina atlantica и Globorotalia puncticulata (обр. 11-2, 53 - 55 см; обр. 11-1, 59 - 61 см). Наконец, в кровле зоны Globorotalia margaritae evoluta отмечается фауна, свидетельствующая о новом крупном похолодании. Этот климатический эпизод, очевидно, соответствует похолоданию 3.0 - 3.2 млн. лет, которое ряд авторов связывали с установлением ледниковых условий в Северном полушарии (Poore, 1979). Похолодание проходило в два этапа, разделенных коротким интервалом относительного потепления, и отразилось в накоплении мелкой и ювенильной фауны обедненного состава с большим количеством Neogloboquadrina pachyderma sin.

Верхнеплиоценовые отложения скв. 403 соответствуют двум зонам: Globorotalia miocenica и Globorotalia tosaensis, которые на широте плато Роколл невозможно расчленить.

В подошве этого подразделения происходит существенная смена комплексов фораминифер. В вышележащие отложения не переходит большая группа видов – Globorotalia plesiotumida, G. pseudomiocenica, Globoquadrina altispira, Globigerina nepenthes. Только в самых низах нерасчлененной зоны Globorotalia miocenica–Globorotalia tosaensis встречаются Globigerinoides obliquus extremus и Sphaeroidinellopsis seminulina, а также в нескольких образцах единичные Globorotalia margaritae (они могут быть переотложенными). Появляются и получают существенное развитие Globorotalia praehirsuta, G. inflata, а также G. crassaformis viola. Группа G. crassaformis становится важным компонентом фауны позднего плиоцена, в значительной степени, вместе с G. inflata, определяя ее облик. Продолжают существовать Neogloboquadrina atlantica, Globorotalia acostaensis и G. humerosa. Что касается индекс-видов, то G. tosaensis встречена в одном образце, а G. miocenica в таких высоких широтах отсутствует.

Из-за пропусков в отборе керна палеоклиматические выводы для позднеплиоценового интервала не представляются возможными.

Плиоцен-четвертичная граница устанавливается в керне 5 по исчезновению Neogloboquadrina atlantica и Discoaster brouweri (наннопланктон), последняя находка которого приурочена к обр. 5-3, 45 - 46 см (Müller, 1979). Эта граница отмечена последней существенной сменой фауны фораминифер. На этом уровне или вблизи него исчезают миоцен-плиоценовые виды Globorotalia praehirsuta, G. puncticulata, G. acostaensis, G. humerosa, Neogloboquadrina atlantica, Globigerina decoraperta, G. foliata. Появляется Globorotalia hirsuta, которая в первой половине квартера очень редка. Вид G. truncatulinoides на этих широтах в нижней части четвертичного разреза не встречается.

Самая нижняя подзона квартера – Globorotalia crassaformis viola – определяется по присутствию индекс-формы, которая в этом подразделении доминирует среди группы G. crassaformis. Ее верхняя граница проводится в керне 4 (обр. 4-1, 90 - 92 см), где наряду с единичными представителями индекс-подвида появляется G. crassaformis hessi. В основании подзоны прослеживается горизонт с доминированием правозавитой Neogloboquadrina pachyderma и полным отсутствием левозавитой формы. Такой же горизонт будет описан ниже (скв. 407 - 409 к юго-западу от Исландии).

Подзона Globorotalia crassaformis hessi характеризуется исчезновением G. crassaformis viola и присутствием большого количества G. crassaformis hessi, G. crassaformis ronda и G. crassaformis crassaformis. Эта группа подвидов достигает здесь, по-видимому, наибольшего расцвета. В этой подзоне на плато Роколл определена G. truncatulinoides (данные по скв. 403 и 406). Приблизительный экстраполированный возраст ее появления здесь составляет 1.25 млн. лет назад.

Появление Globigerina calida calida отмечает подошву одноименной подзоны. В ее нижней части заканчивает свое развитие Globorotalia crassaformis ronda и фиксируется особый подвид G. crassaformis, встреченный ранее в Индийском океане (Rögl, 1974) и тропической Атлантике (Pflaumann, Krasheninnikov, 1978).

Уровень появления Globigerina calida calida на плато Роколл при сравнении с датировочными уровнями зональных видов наннопланктона примерно соответствует палеомагнитной инверсии Матуяма/Брюнес, так же, как в тропической области Атлантики (Былинская, Головина, 1990). На плато Роколл G. calida calida встречается в небольших количествах экземпляров, иногда единично, но стабильно, что дает возможность выделять соответствующую подзону. Таким образом, биостратиграфическая шкала низких широт (Bolli, Premoli Silva, 1973) применима и в более северных областях (плато Роколл).

Кровля подзоны Globigerina calida calida устанавливается по исчезновению Globorotalia crassaformis hessi примерно на уровне последнего межледниковья (около 0.1 млн. лет назад).

Для отложений подзоны Globigerina bermudezi характерно небольшое количество или отсутствие Globorotalia crassaformis, которая, возможно, вытеснялась из биоценоза G. hirsuta, имевшей, по-видимому, сходные экологические параметры.

Подзона Globorotalia fimbriata (голоцен) на плато Роколл не выделяется, поскольку индекс-вид распространен только в тропической области.

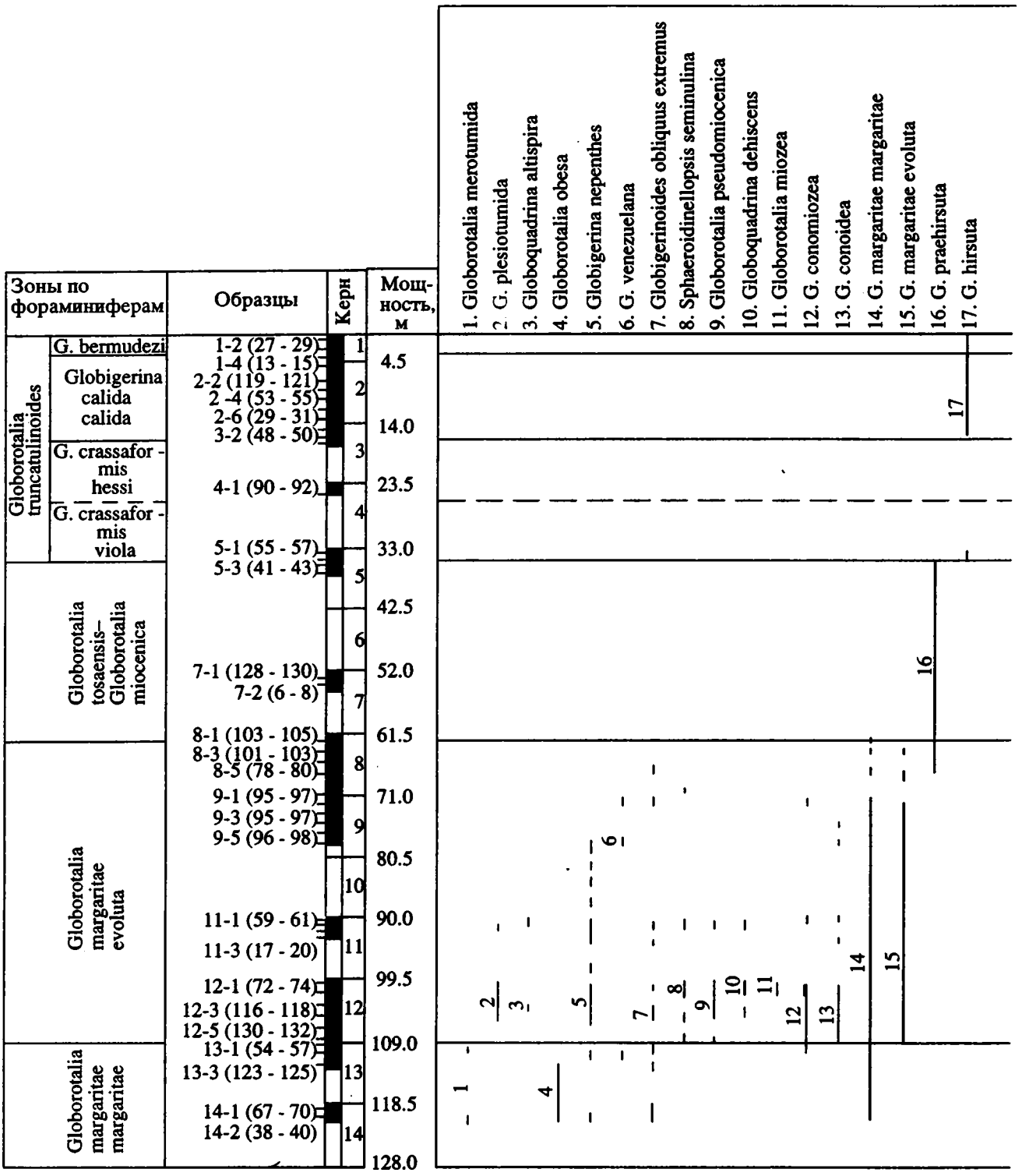


Рис. 2. Стратиграфическое распространение планктонных фораминифер в плиоцен-четвертичном интервале скв. 403.

Положение образцов: подзона G. bermudezi – обр. 1-2 (27 - 29), 1-3 (57 - 59); подзона Globigerina calida calida – обр. 1-4 (13 - 15), 2-1 (24 - 26), 2-2 (119 - 121), 2-3 (20 - 22), 2-4 (53 - 55), 2-5 (30 - 32), 2-6 (29 - 31), 3-1 (28 - 30), 3-2 (48 - 50); подзона G. crassaformis hessi – обр. 3-3 (47 - 49), 4-1 (90 - 92); подзона G. crassaformis viola – обр. 5-1 (55 - 57), 5-2 (132 - 134); зоны Globorotalia tosaensis–Globorotalia miocenica – обр. 5-3 (41 - 43), 5-5 (118 - 120), 7-1 (128 - 130), 7- 2 (6 - 8); зона Globorotalia margaritae evoluta – обр. 8-1 (103 - 105), 8-2 (102 - 104), 8-3 (101 - 103), 8-4 (102 - 104), 8-5 (78 - 80), 8-6 (101 - 103), 9-1 (95 - 97), 9-2 (95 - 97), 9-3 (95 - 97), 9-4 (78 - 80), 9-5 (96 - 98), 11-1 (59 - 61), 11-2 (53 - 55), 11-3 (17 - 20), 11-4 (90 - 92), 12-1 (72 - 74), 12-2 (8 - 10), 12-3 (116 - 118), 12-4 (80 - 83), 12-5 (130 - 132), 12-6 (106 - 108); зона Globorotalia margaritae margaritae – обр. 13-1 (54 - 57), 13-2 (27 - 29), 13-3 (123 - 125), 14-1 (67 - 70), 14 -2 (38 - 40).

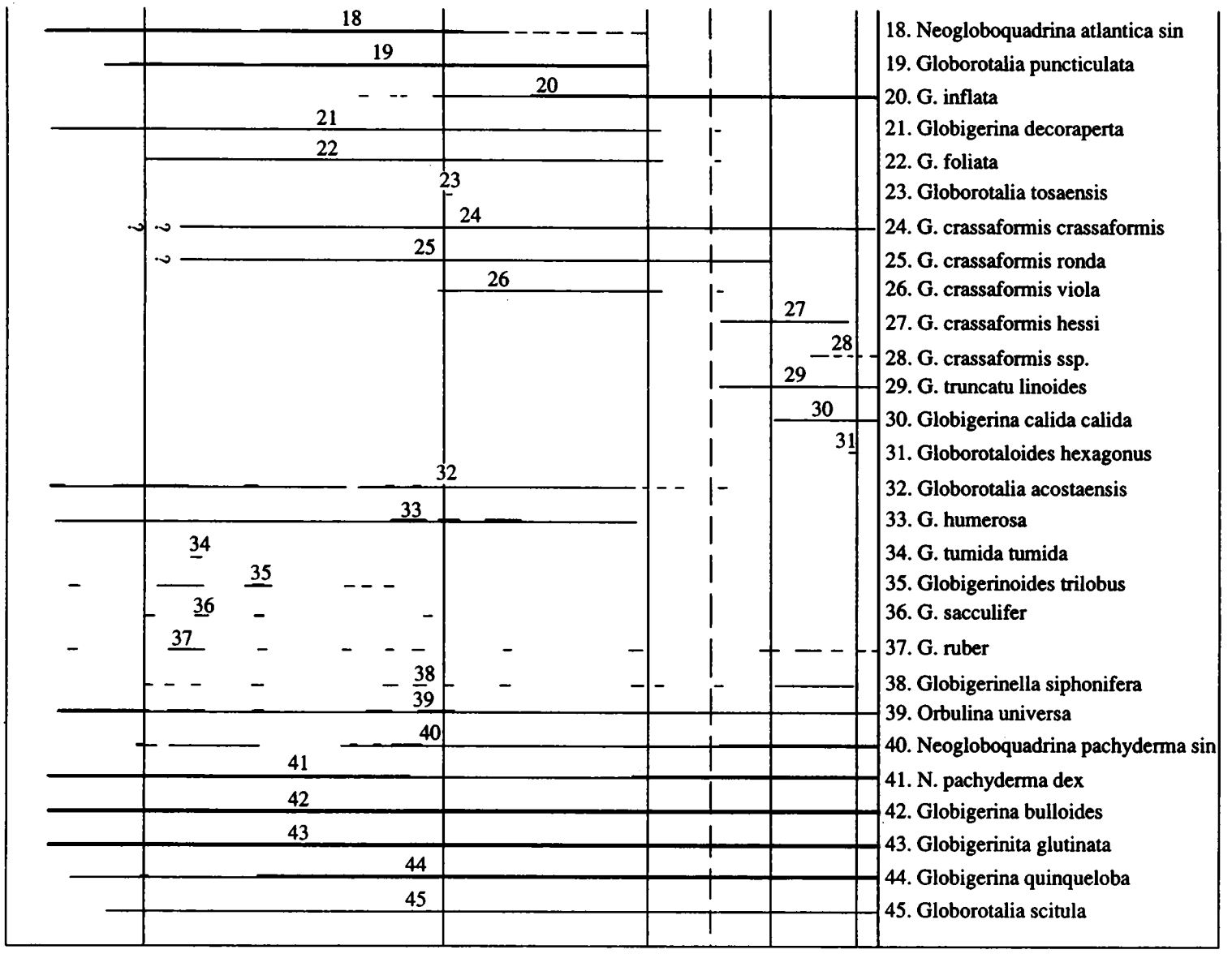


Рис. 2. Окончание.

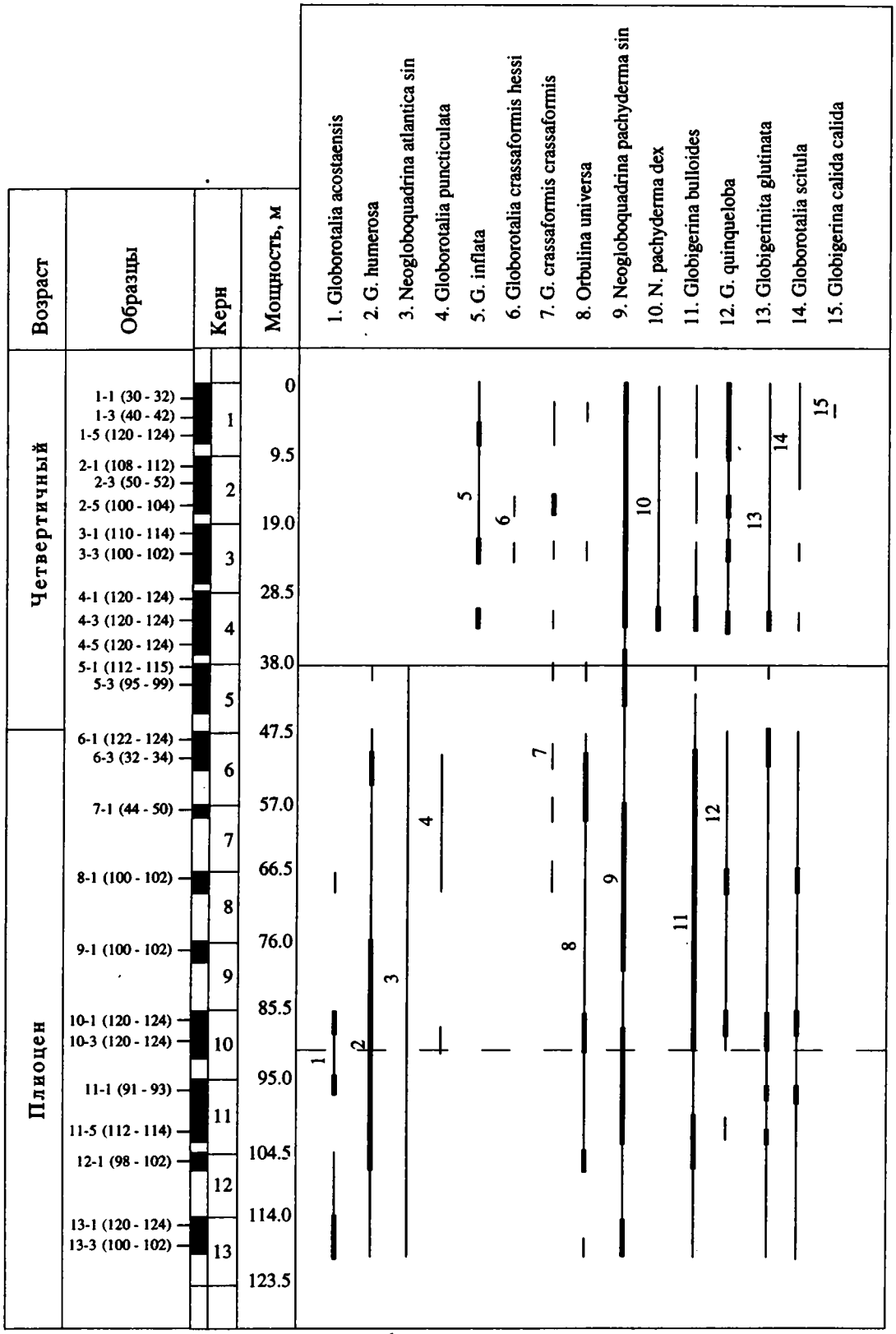


Рис. 4. Стратиграфическое распространение планктонных фораминифер в плиоцен-четвертичном интервале скв. 408.

НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКИЙ БАССЕЙН

Распределение планктонных фораминифер в плиоцен-четвертичных осадках северного (субарктического) сектора Атлантики изучено на материалах скв. 336 - 350 в Норвежско-Гренландском бассейне (63 - 76° с.ш., табл. 3). Значительная обедненность видового состава карбонатного планктона (микрофауны и микрофлоры) крайне затрудняет биостратиграфическое расчленение осадков. Поэтому в 38-м рейсе был выделен крупный плиоцен-плейстоценовый интервал продолжительностью 5.2 млн. лет. В пределах данного интервала выделены две зоны: Neogloboquadrina atlantica sin и Neogloboquadrina pachyderma с основанием на уровне 2.8 млн. лет (Schrader, Bjøklund *et al.*, 1976).

Переизучение планктонных фораминифер из осадков указанных скважин показало, что действительно фаунистический состав очень беден. На количество и сохранность фауны большое влияние оказывало растворение, усиливавшееся во время похолоданий. В зависимости от этого в скважинах наряду с редкими образцами, содержащими обилие тонкостенных, подверженных растворению Globigerina quinqueloba, встречаются образцы с многочисленными или редкими раковинами устойчивых к растворению Neogloboquadrina pachyderma sin или абсолютно лишенные карбонатного планктона.

Кайнозойские отложения Норвежско-Гренландского бассейна характеризуются большими перерывами осадконакопления. В ряде скважин четвертичные или плиоцен-четвертичные осадки залегают на эоценовых (скв. 339, 340 и 347) или олигоценовых (скв. 336, 337, 345 и 349) отложениях. Палеогеновые отложения датируются исключительно по кремневому планктону.

Осадки миоцена встречены во многих скважинах (338, 341 - 343, 346, 348, 350), но почти везде они охарактеризованы лишь кремневым планктоном и/или агглютинирующими бентосными фораминиферами. Только в скв. 341 встречены планктонные фораминиферы. Отложения кернов 28-26 этой скважины содержат единичные экземпляры Globorotalia acostaensis dex, Neogloboquadrina atlantica dex и Globigerina spp. На основании первых двух видов и можно констатировать миоценовый возраст осадков, который подтверждается также составом радиолярий и силикофлагеллят.

По смене направления навивания раковин Neogloboquadrina atlantica традиционно фиксируется граница миоцена и плиоцена. В скв. 341 плиоценовые отложения определяются в кернах 25-23 по присутствию левозавитой N. atlantica sin. Плиоценовый индекс-вид для высоких широт Neogloboquadrina atlantica sin, описанный У. Берггреном (Berggren, 1972), встречается в Норвежско-Гренландском бассейне в значительных количествах и легко идентифицируется, что позволяет уверенно разделять по планктонным фораминиферам плиоценовые и четвертичные осадки в субарктическом регионе. Этот вид найден также в плиоценовых отложениях скв. 337, 344 и 345. Кроме того, в плиоценовых отложениях этих скважин встречаются Neogloboquadrina pachyderma sin и dex и редко или единично Globigerina bulloides, G. quinqueloba, Globigerinita glutinata.

В результате больших интервалов при отборе керна мы не можем составить полную картину палеоклиматических изменений в плиоцене и плейстоцене. Нужно, однако, констатировать, что по планктонным фораминиферам в этом субарктическом регионе существенную климатическую разницу между плиоценом и четвертичным периодом трудно проследить. Так, в плиоценовом интервале описываемой скв. 341 в керне 24 встречаются образцы без планктона (обр. 341-24-5, 57 - 59 см) или с единичными Neogloboquadrina pachyderma sin (обр. 341-24-2, 55 - 57 см), что, вероятно, вызвано растворением карбонатов вследствие похолодания. В то же время встречаются образцы с довольно обильной фауной Neogloboquadrina pachyderma sin, N. atlantica sin и более редкими Globigerina bulloides и Globigerinita glutinata (обр. 341-25-2, 56 - 58 см), соответствующие периодам потепления.

Такая же смена наблюдается в четвертичных осадках этой скважины, которые фиксируются в кернах 21-1 по отсутствию Neogloboquadrina atlantica. Интервалы с наиболее тепловодной фауной, включающей наряду с вышеперечисленными видами Globorotalia inflata (обр. 341-20-2, 30 - 32 см; 9-2, 61 - 63 см; 7-5, 62 - 64 см; 4-2, 56 - 58 см) и даже Orbulina universa (обр. 341-7-2, 33 - 35 см; 5-2, 94 - 96 см), чередуются с интервалами, содержащими

Таблица 3. Местоположение скважин 38-го рейса

Скважина	Координаты		Глубина океана, м
336	63°21.06′ с.ш.	07°47.27′ з.д.	811
337	64°52.30′ с.ш.	05°20.51′ з.д.	2631
338	67°47.11′ с.ш.	05°23.26′ в.д.	1297
339	67°12.65′ с.ш.	06°17.05′ в.д.	1262
340	67°12.47′ с.ш.	06°18.38′ в.д.	1206
341	67°20.10′ с.ш.	06°06.64′ в.д.	1439
342	67°57.04′ с.ш.	04°56.02′ в.д.	1316
343	68°42.91′ с.ш.	05°45.73′ в.д.	3131
344	76°08.98′ с.ш.	07°52.52′ в.д.	2156
345	69°50.23′ с.ш.	01°14.26′ з.д.	3195
346	69°53.35′ с.ш.	08°41.14′ з.д.	732
347	69°52.31′ с.ш.	08°41.80′ з.д.	745
348	68°30.18′ с.ш.	12°27.72′ з.д.	1763
349	69°12.41′ с.ш.	08°05.80′ з.д.	915
350	67°03.34′ с.ш.	08°17.68′ з.д.	1275

только редкие или единичные раковины Neogloboquadrina pachyderma sin или совсем лишенными карбонатного планктона (обр. 341-17-2, 40 - 42 см; 12-5, 40 - 42 см; 12-2, 50 - 52 см; 10-2, 50 - 52 см; 8-5, 63 - 65 см; 5-5, 64 - 66 см; 3-2, 65 - 67 см; 1-2, 72 - 74 см).

Не отмечено также различия фаунистического состава плиоценовых и четвертичных планктонных фораминифер в различных частях Норвежско-Гренландского бассейна, изученных в 38-м рейсе. Только в самой северной скважине – 344, расположенной к западу от о. Шпицберген, карбонатная фауна еще беднее. В кернах 32-14 этой скважины (плиоцен) встречается Neogloboquadrina atlantica sin, тогда как бóльшая часть четвертичного интервала полностью лишена карбонатных остатков и содержит лишь диатомей и радиолярий. Только в отложениях кернов 5-1 содержатся редкие представители N. pachyderma sin.

Возвращаясь к вопросу о перерывах осадконакопления, заметим, что наиболее хорошо выраженные из них приходятся на плиоцен или его часть и, возможно, основание квартера, поскольку достоверный плиоцен обнаружен только в скв. 337, 341, 344 и 345.

В заключение надо отметить следующее. В 104-м рейсе Программы океанического бурения, проходившем в Норвежском море, был сделан вывод о том, что по фораминиферам нельзя точно определять границы миоцена - плиоцена и плиоцена - плейстоцена в этом регионе, так как появление левозавитой N. atlantica датируется 6.2 млн. лет, а ее исчезновение – 2.3 млн. лет (Spiegler, Jansen, 1989). Однако, как было сказано выше, в очень близком в географическом отношении районе к юго-западу от Исландии (всего на 1° - 2° южнее описываемых скважин) исчезновение N. atlantica sin происходит практически одновременно с исчезновением Discoaster brouweri и, во всяком случае, ему не предшествует. Последнее событие считается изохронным в Мировом океане, имевшем место 1.87 млн. лет назад (Hills, Thierstein, 1989). В таком случае допустимо предположение, что в Норвежском море исчезновение N. atlantica sin произошло чуть раньше, поскольку в двух скважинах 104-го рейса горизонты с N. atlantica sin и N. pachyderma sin разделяет небольшой интервал без фауны.

Рассматривая позднекайнозойскую стратиграфию Норвежско-Гренландского бассейна (севернее 63° с.ш.), можно констатировать, что чрезвычайная бедность фауны планктонных фораминифер допускает стратиграфическое расчленение условно лишь на миоцен, плиоцен и квартер.

ВЫВОДЫ

1. В северной части бореальной Атлантики (скв. 403 - 406, плато Роколл) в комплексах планктонных фораминифер отсутствует целый ряд видов, типичных для синхронных осадков более низких широт; некоторые индекс-виды встречаются в ограниченном количестве экземпляров. Тем не менее, здесь возможно установление бóльшей части зональных единиц плиоцена и квартера, прослеженных в области низких широт (Bolli, Premoli Silva, 1973; Bolli, Saunders, 1985). На плато Роколл в плиоцене выделены зоны Globorotalia margaritae margaritae, Globorotalia margaritae evoluta и нерасчлененные зоны Globorotalia miocenica–Globorotalia tosaensis. Квартер соответствует зоне Globorotalia truncatulinoides, в составе которой определены подзоны Globorotalia crassaformis viola, Globorotalia crassaformis hessi, Globigerina calida calida, Globigerina bermudezi. Не установлена только голоценовая подзона Globorotalia fimbriata.

2. Севернее, в районе, который можно назвать переходным между бореальной и субарктической областями (скв. 407 - 409, юго-западнее Исландии), комплексы планктонных фораминифер резко обедненные. Здесь определяются границы миоцена и плиоцена, плиоцена и квартера. Зоны и подзоны не фиксируются. В плиоцене можно проследить нижнюю и верхнюю части по появлению Globorotalia puncticulata. Однако этот уровень, скорее всего, следует рассматривать как миграционный, а возраст его ждет уточнения.

3. В субарктической области (скв. 336 - 350, Норвежско-Гренландский бассейн) планктонные фораминиферы позволяют лишь условно наметить границы миоцена и плиоцена, плиоцена и квартера. Их видовой состав предельно беден, масштабность изменения у стратиграфических рубежей ничтожна. Поэтому и степень надежности границ невелика.

4. Эффективное применение планктонных фораминифер для стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений ограничивается широтой плато Роколл (55° - 56° с.ш.). К северу их разрешающая способность резко падает, они теряют стратиграфическое значение. Их роль переходит к планктону с кремневым скелетом, а планктонные фораминиферы могут быть использованы только как вспомогательный фактор исследований.

5. В том случае, когда у какого-либо датировочного уровня происходит несколько палеонтологических событий, контролирующих друг друга, можно достаточно надежно оценить степень синхронности (или асинхронности) этого уровня в различных районах Атлантического океана (например, синхронность исчезновения Globorotalia crassaformis hessi и появления Globigerina calida calida; диахронность появления Globorotalia truncatulinoides или G. puncticulata). В противном случае датировочные уровни планктонных фораминифер требуют их анализа на фоне зональной шкалы по кремневому планктону или шкалы магнитных инверсий.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале "Стратиграфия. Геологическая корреляция" публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геоисторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено и следующие сведения о ВСЕХ авторах статьи: а) фамилия, имя и отчество; б) домашний адрес (с индексом) и домашний и служебный номера телефонов.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экз. должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: один экземпляр монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17), другой (чистый) прилагается отдельно. На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: а) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; б) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (напр., Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (напр., Стратиграфические исследования ..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей, к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;

2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;

3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);

4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

1702 р.
каталожная цена

500 р.
Индекс 73390

МАИК "НАУКА" "ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Журналы Российской академии наук выходят в свет одновременно на русском и английском языках

Акустический журнал	*Acoustical Physics*
Астрономический журнал	*Astronomy Reports*
Вестник РАН	*Herald of the Russian Academy of Sciences*
Водные ресурсы	*Water Resources*
Вопросы ихтиологии*	
Высокомолекулярные соединения	*Polymer Science*
Генетика	*Russian Journal of Genetics*
Геология рудных месторождений	*Geology of Ore Deposits*
Геотектоника*	
Доклады РАН	*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Science, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Physical Chemistry, Physics Doklady*
Журнал аналитической химии	*Journal of Analytical Chemistry*
Журнал неорганической химии	*Russian Journal of Inorganic Chemistry*
Журнал физической химии	*Russian Journal of Physical Chemistry*
Защита металлов	*Protection of Metals*
Известия АН. Физика атмосферы и океана*	
Кинетика и катализ	*Kinetics and Catalysis*
Коллоидный журнал	*Colloid Journal*
Координационная химия	*Russian Journal of Coordination Chemistry*
Кристаллография	*Crystallography Reports*
Неорганические материалы	*Inorganic Materials*
Океанология*	
Оптика и спектроскопия	*Optics and Spectroscopy*
Петрология	*Petrology*
Письма в Астрономический журнал	*Astronomy Letters*
Почвоведение*	
Стратиграфия. Геологическая корреляция	*Stratigraphy and Geological Correlation*
Теоретические основы химической технологии	*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*
Теплофизика высоких температур	*High Temperature*
Теплоэнергетика	*Thermal Engineering*
Физика Земли*	
Физика плазмы	*Plasma Physics Reports*
Физиология растений	*Russian Journal of Plant Physiology*
Химия высоких энергий	*High Energy Chemistry*
Электрохимия	*Russian Journal of Electrochemistry*
Ядерная физика	*Physics of Atomic Nuclei*
	*Glass Physics and Chemistry***
	*Studies on Russian Economic Development***
	*The Physics of Metals and Metallography***
	*Laser Physics***
	*Pattern Recognition and Image Analysis***

* В 1994 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.
** В 1994 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой" только на английском языке.

ISSN 0869-592X Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994, том 2, № 6