

ISSN 0869-592X

Том 10, Номер 2

Март - Апрель 2002



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 10 № 2 2002 Март–Апрель

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Члены редакционной коллегии:

**А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев, И. А. Басов,
М. Бассет, В. А. Берггрэн, Е. В. Бибилова, Н. А. Богданов,
О. Валлизер, А. Б. Герман (ответственный секретарь),
Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров, Д. Кальо,
К. И. Кузнецова, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане,
А. Ю. Розанов, М. А. Семихатов (заместитель главного редактора),
Б. А. Соколов, Сунь Вейго, М. А. Федонкин, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

**Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерпериодика”**

СОДЕРЖАНИЕ

Том 10, номер 2, 2002

Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) <i>А. А. Баренбаум, Ю. Б. Гладенков, Н. А. Ясаманов</i>	3
Совершенствование зональных стратиграфических шкал <i>В. В. Черных</i>	15
Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и устькирбинская микробиоты) <i>А. Ф. Вейс, Н. Г. Воробьева</i>	27
Стратиграфия верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Приангарья <i>Н. И. Акулов, И. М. Мащук</i>	55
Позднеальбская флора окрестностей села Прохладное (Крым) <i>М. П. Долуденко, С. Б. Смирнова, М. Г. Моисеева</i>	67
Споры, пыльца и органикостенный фитопланктон из неогеновых отложений опорного разреза Железный Рог (Таманский полуостров) <i>Н. Ю. Филиппова</i>	80
Условия образования и корреляция янтареносной прусской свиты (верхний эоцен, Калининградская область) <i>Г. С. Харин, Н. П. Лукашина</i>	93
Тархан-караганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Часть вторая <i>И. А. Гончарова, С. О. Хондкариан, И. Г. Щерба</i>	100

17 апреля 2002 г. исполнилось 70 лет со дня рождения бессменного научного редактора журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция" Анны Степановны Тарабановой. За 45 лет работы в издательстве "Наука" Анна Степановна зарекомендовала себя как трудолюбивый и ответственный сотрудник, обладающий профессиональным подходом к делу, отзывчивостью и доброжелательностью.

Дорогая Анна Степановна! Редакционная коллегия журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция" поздравляет Вас со славным юбилеем и от всей души желает Вам здоровья, благополучия дома и на работе, хорошего настроения и радостей.

*Главный редактор академик Б.С. Соколов
Зам. главного редактора академик М.А. Семихатов
Ответственный секретарь А.Б. Герман
Зав. редакцией Т.В. Тришкина*

Contents

Vol. 10, No. 2, 2002

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

Geochronological Scales and the Astronomic Time (State of the Art) <i>A. A. Barenbaum, Yu. B. Gladenkov, and N. Ya. Yasamanov</i>	3
Problems of Perfecting Zonal Stratigraphic Scales <i>V. V. Chernykh</i>	15
Microfossils from the Riphean Hypostratotype of Siberia (the Omakhta, Kandyk and Ust'-Kirba Microbiotas) <i>A. V. Veis and N. G. Vorob'eva</i>	27
Stratigraphy of Upper Devonian and Lower Carboniferous Deposits in the Angara River Region <i>N. I. Akulov and I. M. Mashuk</i>	55
Late Albian Flora from the Vicinity of the Prokhladnoe Village (the Crimea) <i>M. P. Doludenko, S. B. Smirnova, M.G. Moiseeva</i>	67
Spores, Pollen, and Organic-Walled Phytoplankton from Neogene Deposits of the Reference Section Zheleznyi Rog (Taman Peninsula) <i>N. Yu. Filippova</i>	80
Accumulation Conditions and Correlation of the upper Eocene Amber-Bearing Prussian Formation, Kaliningrad Region <i>G. S. Kharin and N. P. Lukashina</i>	93
The Tarkhanian–Karaganian Stage in Development of the Euxinian–Caspian Basin (Eastern Paratethys). Part 2. <i>I. A. Goncharova, S. O. Khondkarian, and I. G. Shcherba</i>	100

Сдано в набор 30.11.2001 г.	Подписано к печати 06.02.2002 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кр.-отт. 3.9 тыс.	Уч.-изд. л. 14.9	Бум. л. 7.0
	Тираж 267 экз.	Зак. 5703		

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
Учредители: Российская академия наук,
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117997, Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 550.93:52

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ И АСТРОНОМИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ (СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ)

© 2002 г. А. А. Баренбаум*, Ю. Б. Гладенков**, Н. А. Ясаманов***

* Институт проблем нефти и газа РАН, Москва

** Геологический институт РАН, Москва

*** Музей земледования Московского государственного университета, Москва

Поступила в редакцию 25.01.2000 г., получена после доработки 23.03.2000 г.

Обсуждается вопрос создания современной стратиграфической шкалы и анализируется состояние разработки геохронологической шкалы фанерозоя. Обоснована точка зрения, что обе шкалы отражают совокупную реакцию отдельных подсистем Земли: ее тектоносферы, биосферы, гидросферы и т.п. на мощные космические воздействия, которым подвергается наша планета в Солнечной системе. Развиваемые представления подкреплены теоретической моделью, позволяющей связать эпохи массового вымирания живых существ с периодами бомбардировки Солнечной системы галактическими кометами, а также моментами выпадения на Землю крупных астероидных тел. На основе более точного учета гравитационного потенциала Галактики предложена шкала геологического времени, не уступающая по точности геохронологической.

Ключевые слова. Геохронологическая и стратиграфическая шкалы, космические воздействия, массовые вымирания, струйные потоки Галактики, галактические кометы, астероиды.

ВВЕДЕНИЕ

Столетие назад, в 1900 г, на VIII сессии Международного геологического конгресса была утверждена первая Международная стратиграфическая шкала (МСШ). С тех пор она постоянно совершенствовалась и уточнялась. Стратиграфическая шкала, по мнению многих исследователей (Леонов, 1973), впервые отразила естественную этапность геологической истории Земли.

С течением времени все определеннее выявлялись неоднородности МСШ. Одна из них касается соотношения трех ее частей: докембрийской, фанерозойской и четвертичной. Каждая из этих частей характеризуется своим возрастным диапазоном и ведущим методом расчленения. Так, возрастные подразделения докембрия продолжительностью в сотни миллионов лет установлены на основе тектономагматической цикличности. Стратоны фанерозоя длительностью в миллионы лет выделены на основе эволюции органического мира, а для четвертичного периода главенствующим является климатостратиграфический метод.

Базирующаяся на биостратиграфической основе фанерозойская шкала по своей разработанности является уникальной. В настоящее время она получила ярусное и даже зональное расчленение, и служит основой для разработки и апробации разных методов расчленения и корреляции отложений. Использование этих методов вскры-

ло еще одну неоднородность МСШ, связанную с неоднозначностью ее основных подразделений на уровне систем, отделов и ярусов.

Стремительное развитие в последние годы стратиграфических исследований и охват ими все более значительных территорий суши и океанов, а также совершенствование самой МСШ привели к убеждению о возможности разработки шкалы, обладающей планетарным значением. При создании такой шкалы используются различные подходы и приемы, что привело к созданию в настоящее время, по крайней мере, полутора десятков вариантов геохронологических шкал, причем некоторые из них существенным образом отличаются друг от друга, как по положению границ тех или иных стратонов, так и их возрастным объемом. Поэтому, чтобы избежать ошибок датировки и, как следствие, неверной корреляции, приходится особо оговаривать возраст границ стратонов, ссылаясь при этом на используемую шкалу.

ХРОНОМЕТРИЧЕСКАЯ, СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛЫ

Правильно установленная последовательность стратонов выявляет и временной порядок их образования. Однако в стратиграфической шкале, построенной на этой основе, отсутствует

однозначность определения ее границ и объемов подразделений, что мешает проследить их за пределы стратотипической местности. Для устранения этого недостатка шкалы она нередко дополняется биостратиграфическими, литологическими, а также иными особенностями конкретных стратотипических разрезов, обусловленными появлением в истории Земли какого-либо отдельного глобального события. Например, смены “теплого” и “холодного” климата, сильных колебаний уровня Мирового океана, изменения направления геомагнитного поля и т.п. Сюда же можно добавить моменты падения на Землю крупных астероидных тел и комет. В том случае, если все перечисленные события привязаны к единой стратиграфической основе, они способны существенно повысить надежность шкалы за счет учета хронометрической последовательности разных геологических событий.

Однако наибольшее значение для стратиграфической практики имеет биостратиграфический метод. Именно на его основе сегодня осуществляется наиболее детальное расчленение и самая достоверная корреляция осадочных толщ разных регионов, и создаются стратиграфические схемы, как регионального, так и субглобального масштаба (Гладенков, 1998).

Особенно эффективным является подход, когда вместе со стратиграфической шкалой, которая оперирует лишь относительным возрастом стратон, в расчленении и в корреляционных целях параллельно используют шкалу геохронологическую. При этом стратиграфическая практика уже давно пришла к выводу, что шкала геологического времени, именуемая геохронологической, является двуединой (Меннер, 1979; Мейен, 1989). Она фактически объединяет стратиграфическую и хронометрическую шкалы. Причем, если стратиграфическая шкала при всех ее уточнениях и модернизациях остается относительно постоянной, возраст стратон и их границ в абсолютных единицах времени, лежащий в основе хронометрической шкалы, является объектом периодической ревизии.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ФАНЕРОЗОЯ

Пожалуй, самой первой и одновременно полной геохронологической шкалой фанерозоя стала шкала Лондонского геологического общества, разработанная в 1964 г. под руководством У. Харленда. Данная шкала оказалась настолько удачной (Schindewolf, 1970; Соколов, 1971), что многие ее разделы позднее вошли составной частью во все последующие вновь создаваемые шкалы. При ее составлении авторы использовали результаты датировок 337 объектов, которые впослед-

ствии ими же были дополнены еще 29 датировками (Harland et al. 1971).

Появление новых данных и необходимость пересмотра изотопных возрастов, исходя из новых постоянных скоростей радиоактивного распада, привели к тому, что в 1982 г. У. Харленд с сотрудниками предложили новый вариант шкалы (Harland et al., 1982). В том же году Ж. Один (Odin, 1982) опубликовал свой вариант геохронологической таблицы. В ее основу были положены результаты изотопных датировок 251 объектов. Причем из них необходимым требованиям надежности датирования отвечали лишь результаты только 7 объектов (Рублев, 1996).

Главные различия между шкалами, предложенными группой У. Харленда и Ж. Одином, связаны с разным возрастом нижней границы фанерозоя. У первых начало кембрия (590 млн лет, а у Ж. Одина – 540 млн лет. Кроме того, возраст нижней границы мелового периода отличался на 14 млн лет, а нижней границы силура – на 20 млн лет.

Через некоторое время были опубликованы и другие геохронологические шкалы. И по-прежнему каждая из них характеризовалась отличными от других возрастными характеристиками стратон. Н. Снеллингом (Snelling, 1985) была обнародована пользующаяся популярностью шкала, которая большинством авторов, однако, справедливо считается компиляцией шкал 1982 года. Многие авторы считают компилятивной и шкалу А. Палмера (Palmer, 1983). В новой шкале У. Харленда (Harland et al., 1990) из 670 изотопных датировок 163 взято из первой работы авторов (Harland et al., 1982), а 278 – из шкалы Ж. Одина (Рублев, 1996).

В последние годы появился целый ряд новых возрастных определений, которые заставляют пересмотреть сложившиеся представления о датировках отдельных стратон. Это касается в первую очередь существенного омоложения возраста нижней границы кембрия, которая вместо величины 570 млн лет, еще недавно считавшейся общепризнанной, повышается до 540–545 млн лет. Новейшие результаты возрастных датировок были учтены Ж. Одином (Odin, 1994) в новой геохронологической шкале фанерозоя. Вслед за ней были опубликованы новая шкала кайнозоя Бергрена и др. (Berggren et al., 1995) и временная шкала фанерозоя Ф. Градштейна и Ж. Огга (Gradstein, Ogg, 1996). Наконец, в 1998 году был предложен новый вариант Международной стратиграфической шкалы (табл. 1).

Хотя все эти геохронологические шкалы основаны на совместном использовании двух методов – биостратиграфического и радиогеохронологического, датировки возраста одних и тех же границ в разных шкалах не всегда совпадают. Имеются границы, чей возраст на протяжении последних

Таблица 1. Временные границы рубежей стратиграфической шкалы Фанерозоя по данным разных авторов*

Система	Отдел	Геохрон. табл. (1978)	Harland et. al. (1982)	Palmer (1983)	Snelling (1985)	Harland et. al. (1990)	Gradstein, Ogg (1996)	Шкала ICS (1998)
Q		1.8	2.0	1.64		1.64	1.8	
N	N2		5.1	5.2		5.2	5.3	5.3
	N1	23 ± 1	24.6	23.3		23.3	23.8	23 ± 0.5
P	P3		38.0	35.4		35.4	33.7	33.7 ± 0.5
	P2		54.9	56.5		56.5	54.8	53 ± 1
	P1	65 ± 3	65	65		65	65.0	65 ± 0.5
K	K2		97.5	97	95	97	98.9	96 ± 2
	K1	135 ± 10	144	145.6	135	145.6	142.0	135 ± 5
J	J3		163	157	152	157	159.4	154 ± 5
	J2		188	178	180	178	180.1	175
	J1	190 ± 5	213	208	205	208	205.7	203 ± 3
T	T3		231	235	230	235	227.4	230 ± 6
	T2		243	241	240	241	241.7	240 ± 5
	T1	230 ± 15	248	245	250	245	248.2	250 ± 5
P	P2		258	256	270	256	256.0	258 ± 5
	P1	295 ± 15	286	290	290	290	290.0	295 ± 5
C	C3			303	300	305		
	C2		320	323		323	323.0	315 ± 5
	C1	350 ± 15	360	362	355	362.5	354.0	355 ± 5
D	D3		374	377	375	377	370.0	375 ± 5
	D2		387	386	390	386	380.0	385 ± 8
	D1	405 ± 10	408	408.5	405	408.5	417.0	408 ± 5
S	S2			424			423.0	
	S1	435 ± 10	438	439	435	439	443.0	435 ± 5
O	O3		458	464	455	464	458.0	
	O2		468	476	460	476	470.0	
	O1	480 ± 15	505	510	510	510	495.0	
Є	Є3		523	517		517	505.0	
	Є2		540	536		536	518.0	
	Є1	570 ± 20	590	570	570	570	545.0	540

* В таблице приведены лишь некоторые шкалы, упоминаемые в тексте статьи.

двадцати лет практически не менялся, а есть границы, возраст которых все это время пересматривается (Баренбаум, Ясаманов, 1999). Если не считать условно перемещенных границ отдельных стратонтов, можно констатировать, что в современных геохронологических шкалах наряду с большинством рубежей, стратиграфическое и хронометрическое положения которых не вызывают возражений, в оценке возраста целого ряда других границ у исследователей продолжают оставаться разногласия.

Эти разногласия, да и само существование нескольких параллельных шкал, на наш взгляд, является следствием отсутствия четко сформулированных критериев, на основании которых осуществляется разбивка стратонтов на более мелкие их подразделения, в частности, на подъярусы и зоны. Неясными в целом остаются и принципы, следуя которым можно было бы перейти к построению единой для Земли шкалы геологического времени (Симаков, 1999).

Таблица 2. Хронологическая шкала космических событий

Космическое событие (физическая причина)	Подразделение шкалы	Время (t) или период (T) повторения событий	Энергетическое воздействие, Дж
Пролеты Солнца сквозь массивные звездные облака, массовые выпадения на Землю астероидов	Эон, зонотема	$t = 3.6, 2.6, 1.65, 1.05$ млрд лет	$\sim 10^{31}$ $\sim 10^{28}-10^{29}$
Бомбардировки Солнечной системы галактическими кометами:			
“Сильные”	Эра, эратема	$T = 250$ млн лет	$\sim 10^{29}$
“Средние”	Период, система	$T \approx 20-40$ млн лет	$\sim 10^{27}-10^{28}$
“Слабые”	Эпоха, отдел	$T = 19-37$ млн лет	$\sim 10^{26}-10^{27}$
Столкновения Земли с крупными оди- ночными астероидными телами			
диаметром более 3.5 км	Век, ярус	$T \approx 2.9$ млн лет	$\sim 10^{22}-10^{23}$
диаметром менее 3.5 км	Зона, раздел, горизонт	$T \approx \sim 0.01-1.0$ млн лет	$\sim 10^{22}$

НОВЫЙ ПОДХОД К ПОСТРОЕНИЮ ШКАЛЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Еще буквально десять лет назад относительно связи цикличности геологических явлений Земли с процессами в Галактике можно было строить только более или менее удачные предположения. Рассчитывать же на то, что за эти годы астрономические науки каким-то образом смогут серьезно повлиять на решение геологических проблем, в том числе и проблем стратиграфии, не было никаких оснований.

Ситуация радикально изменилась после привлечения гипотезы Дж. Джинса о струйном истечении вещества из центра спиральных галактик к анализу геологических событий (Баренбаум, 1991). На основе этой идеи была выдвинута и в последние годы развивается новая система представлений, позволяющая связать наблюдаемые на Земле и в Солнечной системе процессы с данным явлением.

Важной составной частью новых представлений явилась разработка одним из авторов настоящей работы модели, позволившей предложить “галактическую шкалу” геологического времени (Баренбаум, Ясаманов, 1995, 1999), опираясь, главным образом, на данные астрономических наблюдений и расчетов. Благодаря этой модели, вскрываются возможные причины периодических повторяющихся на Земле глобальных геологических и биологических событий катастрофического характера, которые, как известно, воспринимаются в геологии не только как эпохи смены фаунистических и литологических комплексов, но и обычно выбираются в качестве естественных рубежей стратиграфической и геохронологической шкал. Было дано простое объяснение и самого принципа подразделения существующих

шкал на системы (периоды), отделы (эпохи), ярусы (века) и т.д. (Баренбаум, 1994).

В соответствии с этой идеей, вся совокупность установленных в геологии глобальных циклов с характерными временами $\sim 10^6-10^9$ лет отражает не столько отдельные этапы собственной эволюции Земли, сколько служит индикатором ряда мощных космических явлений, которые квазипериодически повторяются в Солнечной системе и сильно влияют на природные процессы нашей планеты. Поэтому современные стратиграфическая и геохронологическая шкалы, построенные в виде иерархической системы вложенных друг в друга циклов разной длительности, по существу представляют собой эмпирическую классификацию совокупной реакции отдельных подсистем Земли (ее тектоносферы, гидросферы, атмосферы, биосферы и т.п.) на мощные космические воздействия, которым подвергается в Солнечной системе наша и другие планеты. На протяжении всей истории Земли характер этих воздействий практически не менялся и по существу сводился к бомбардировке поверхности нашей планеты крупными космическими телами: астероидами и галактическими кометами.

Событийная интерпретация основных рубежей современной хронологической шкалы с указанием возможной энергии вызвавших их космических событий приведена в таблице 2.

Геологические данные свидетельствуют, что в историческое время имели место четыре очень крупных события 3.6, 2.6, 1.65 и ~ 1.05 млрд лет назад, которые можно трактовать (Баренбаум, Ясаманов, 1995), как результат пролета Солнца сквозь плотные звездные облака. Взаимодействие Солнца со звездами “скачкообразно” меняли параметры солнечной орбиты в Галактике, что, в свою очередь, сильно влияло на все процессы, происходившие в Солнечной системе. В истории

Земли эти события выделяются как эпохи самых сильных геологических и биотических катастроф, с которыми связывают границы наиболее крупных подразделений стратиграфической и геохронологической шкал – эонов и эонотем (табл. 2).

Возможны два основных механизма воздействия на Землю звездных облаков. Первый механизм обусловлен скачкообразным изменением направления движения Солнца в Галактике на угол порядка нескольких угловых градусов (Баренбаум, 1991). В результате этого процесса Земля получает мощный энергетический импульс $\sim 10^{31}$ Дж. Эта энергия, в основном, расходуется на изменение орбиты движения Земли вокруг Солнца, но какая-то часть энергетического импульса при этом неизбежно рассеивается в теле планеты, превращаясь в тепло.

Второй механизм заключается в бомбардировке поверхности Земли крупными астероидными телами. В моменты резких изменений галактической орбиты Солнца астероиды в больших количествах поступают из астероидного пояса в межпланетное пространство, откуда за времена $\sim 10^7$ – 10^8 лет “вычерпываются” планетами. Наиболее массовые их падения на Землю отмечались вслед за событиями 3.6 и 2.6 млрд лет, в меньшем количестве 1.65 и еще меньше 1.05 млрд лет назад. Поступавший на Землю космический материал полностью рассеивался и перемешивался с земным веществом, приводя к невиданным по своим масштабам процессам выветривания и рудообразования. Активизации процессов выветривания, вероятно, также способствовало выделение в атмосфере большого количества свободного кислорода – продукта импактного испарения (Маркова и др., 1986) пород земной поверхности при их импактном испарении.

В промежутках между взаимодействиями Солнца со звездами наиболее мощным источником космических воздействий становились ливнеобразные падения на Землю галактических комет. Такие кометные бомбардировки происходили в периоды попадания Солнца в струйные потоки Галактики, циклически повторявшиеся в фанерозе с интервалом в 19–37 млн лет. Особенно интенсивно кометы падали на участках солнечной орбиты (границы эр и эратем), когда траектория Солнца пересекала спиральные рукава Галактики (рис. 1). Кометные бомбардировки меньшей силы отражены на уровне границ периодов (систем), а наиболее слабые из них зафиксированы как границы эпох и отделов.

За время (~ 1 – 5 млн лет) пребывания Солнечной системы в струйных потоках на нашу планету может выпасть в общей сложности до нескольких сотен тысяч галактических комет (Баренбаум, 1990). В атмосфере Земли ледяные ядра комет, однако, разрушаются (Григорян, 1974;

Adushkin, Nemchinov, 1994), и большая часть их энергии расходуется на образование мощной ударной волны. При достижении этой волной земной поверхности, она оказывается в состоянии производить колоссальные разрушения и вызывать массовую гибель живых организмов, но не способна образовывать сколько-нибудь крупные кратеры.

Все известные кратеры Земли импактного происхождения созданы выпадающими на нашу планету астероидами. Падения на Землю крупных астероидных тел происходят, не зависимо от падений галактических комет и подчиняются иным временным закономерностям. Если падения галактических комет носят характер “кометных ливней” разной интенсивности, повторяющихся относительно редко, то крупные астероиды выпадают, как правило, по одиночке и много чаще. За фанерозой произошло около 200 событий, которые можно трактовать (Баренбаум, 1994) как результат выпадения на Землю одиночных астероидов диаметром более 3.5 км. Эти падения носили случайный характер и в среднем повторялись раз в 2.9 млн лет. В 45% случаев они зафиксированы как границы ярусов (веков) шкалы. В остальных 55% случаев такие события отражены в качестве границ более мелких подразделений геохронологической шкалы – зон, либо приходятся на эпохи бомбардировок Земли галактическими кометами, и в этих случаях они не фиксируют определенных границ.

Уровень энергии падающих тел равный $\sim 10^{22}$ – 10^{23} Дж отвечает критическому диаметру астероидов ~ 3.5 км. Для всех ударов с энергией выше этого порога их последствия носили, вероятно, длительно необратимый характер и охватывали весь земной шар целиком. Последствия ударов с меньшей энергетикой, происходивших гораздо чаще, были более локальны и проявлялись лишь в ограниченном числе регионов планеты. Такие события, по-видимому, имели лишь региональное, и даже локальное значение.

Остановимся более подробно на вопросах разделения стратиграфической шкалы фанерозы на системы и отделы (периоды и эпохи) с позиций галактической модели.

ГАЛАКТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

В основе галактической модели лежат представления о Галактике, как об эволюционирующей звездной системе, квазистационарное состояние которой обеспечивается разрушением звезд в ее центре и последующим выносом газопылевых продуктов их распада в форме струйных потоков. Истекающие газ и пыль распространяются в галактической плоскости, конденсируясь в плотные газопылевые облака, кометы и звезды.

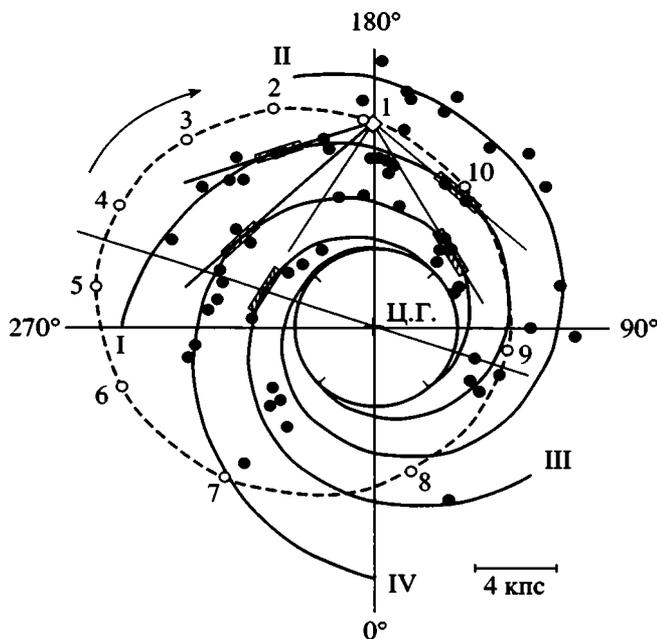


Рис. 1. Совмещение расчетной орбиты Солнца (пунктир) с положением спиральных ветвей Галактики. Цифрами на орбите показаны вычисленные моменты попадания Солнца в струйные потоки Галактики. Ромбом указано современное положение Солнца. Ц.Г. – центр Галактики. Римские цифры – номера спиральных ветвей Галактики, выявляемые на основании положений в галактической плоскости гигантских молекулярных облаков (черные кружки) и областей с высокой эмиссией газа (заштрихованные прямоугольники). Стрелкой указано направление движения Солнца по орбите и вращения системы галактических ветвей вокруг центра.

Солнце движется вокруг центра Галактики по медленно меняющейся эллиптической орбите, пересекая время от времени струйные потоки и спиральные галактические рукава. Поэтому всякий раз в такие эпохи планеты Солнечной системы, в том числе и Земля, подвергаются воздействию со стороны движущихся в струйных потоках образований и, в первую очередь, комет.

Связь глобальных геологических процессов с воздействиями Галактики удалось установить, благодаря разработке физической модели, позволившей вычислить галактическую орбиту Солнца и рассчитать моменты его попадания в струйные потоки Галактики для последних 700 млн лет земной истории. Модель строилась с учетом результатов астрономических и геологических наблюдений. Известными из астрономии считались расстояние от Солнца до спиральных галактических ветвей и центра Галактики, а также значения тангенциальной и радиальной компонент скорости Солнца, а известными из геологии – временные положения границ стратонов, согласно данным Геохронологической таблицы (1978).

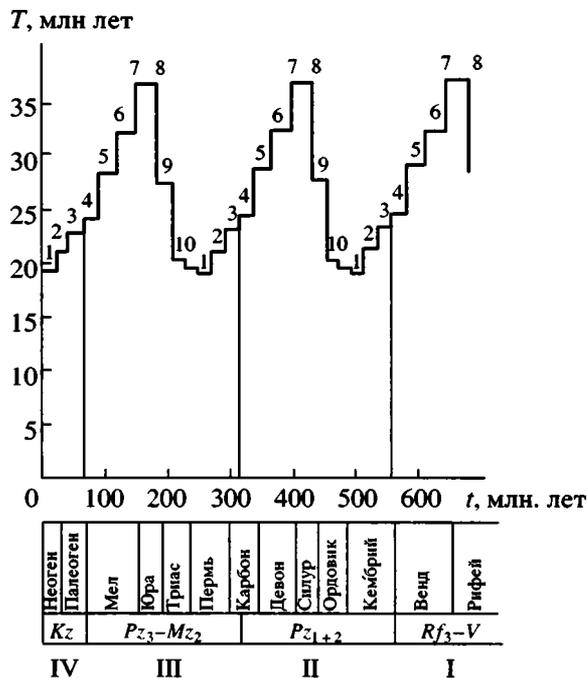


Рис. 2. Интервалы времени между последовательными попаданиями Солнца в струйные потоки Галактики в последние 700 млн лет. Внизу показано общепринятое подразделение этого интервала на геохронологические периоды.

I–IV – один из возможных вариантов объединения периодов в мегациклы, соответствующие последнему протерозойскому (I), двум фанерозойским (II и III) и началу кайнозойского (IV) оборота Солнца вокруг центра Галактики. Точки 1–10 – положения Солнца на орбите (рис. 1).

Расчеты показали (Баренбаум, 1991), что вполне адекватной является уже простейшая кеплеровская модель. Такая модель позволяет обеспечить хорошее совпадение расчета с положением границ практически всех выделяемых в систем и отделов (периодов и эпох). Согласно данной модели (рис. 1), орбита Солнца в проекции на галактическую плоскость является эллипсом с эксцентриситетом 0.36 и большой и малой осями соответственно 10.2 и 9.5 кпс. Период орбитального движения Солнца составляет 250 млн лет. На рис. 1 цифрами обозначены 10 “особых” точек орбиты, когда Солнце оказывается в потоках галактических комет.

Интервалы времени между бомбардировками Солнечной системы кометами струйных потоков, характеризующие длительность стратонов, приведены на рис. 2. В силу неравномерности движения Солнца по орбите, график модулирован с периодом 250 млн лет. Внутри каждого цикла наблюдается определенная закономерность изменения длительности стратонов. Если провести границы циклов так, как показано на рис. 2, то в

первой половине цикла длительность стратонов меньше 25 млн лет, а во второй – больше этого значения. Длительность стратонов минимальна (19 млн лет) внутри пермской и кембрийской систем и максимальна (37 млн лет) в юре, силуре и верхнем рифее. Данная закономерность в распределении продолжительности стратонов свойственна не только фанерозою, но и характерна для всего верхнего протерозоя (Баренбаум, Ясаманов, 1995).

Периодичность изменения стратонов позволяет объединить их в более крупные подразделения – эратемы и эры, в пределах которых длительность стратонов меняется сходным образом. Ожидалось, что продолжительность эр будет отвечать длительности галактического года. Однако, как оказалось, временной объем общепринятых эр несколько иной. Протерозойская и кайнозойская эры начинаются циклами одной длительности – точка 4 (рис. 1), а мезозойская другой – точка 10. Если все циклы начать с точки 4, то с позиций галактической модели начало мезозойской эры следует перенести в середину карбона на границу франа и фамена.

Детальное сопоставление расчетов с данными целого ряда авторитетных геохронологических шкал, разработанных до 1993 г. включительно, показало (Баренбаум, Ясаманов, 1999), что причиной этого несоответствия служит медленный поворот орбиты Солнца в направлении его движения в Галактике. Однако в виду упрощенности модели, а также несогласованности временного проведения одних и тех же стратиграфических границ разными авторами, данный вопрос, как и проблема о скорости этого поворота, остались открытыми. В настоящей работе мы приводим результаты вычислений моментов пересечения Солнцем струйных потоков и спиральных ветвей Галактики с учетом такого поворота.

Новый расчет выполнен по уточненной модели, модернизированной с учетом данных о массовых биотических вымираниях. По сравнению с другими “индикаторами” эпох кометных бомбардировок, какими являются моменты резкой активизации на Земле тектонических, магматических, вулканических, климатических и других геологических процессов, массовые вымирания (МВ) организмов представляются нам наиболее чувствительным показателем периодов галактических воздействий. К тому же за последние годы достигнута высокая точность временного датирования эпох МВ в фанерозое, вполне достаточная для наших целей.

Мы вполне отдаем себе отчет в том, что в настоящее время имеется большое число гипотез, объясняющих отдельные биотические кризисы разными причинами (Алексеев, 1998). Среди них обычно выделяют внутренние системы причин

(абиотические и биотические) и внешние их системы. Существует мнение (McLaren, 1983; Алексеев, 1993), что массовые вымирания в каждом конкретном случае являются следствием влияния на биоту многих факторов, как эндогенных и экзогенных, так и космогенных, образующих целую цепочку или последовательность причин. Вместе с тем всегда имеется один – два фактора, которые можно рассматривать как первопричину всей цепочки. В последние годы все большее число исследователей полагает, что такой причиной вполне могут выступать воздействия из космоса.

Обращаясь к фактическим материалам по вымираниям, мы, помня о других гипотезах, хотели бы более детально обсудить эти данные с позиций разрабатываемой галактической модели.

МОДЕРНИЗАЦИЯ ГАЛАКТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

В основу модернизации модели нами положены данные по вымираниям морской биоты в фанерозое, систематизированные Дж. Сепкоски (Sepcoski, 1995). В этой работе им обобщены сведения о 34 625 вымерших родов морских животных, содержащиеся в 1040 публикациях и 10 неопубликованных работах, предоставленных коллегами. Подсчеты вымираний проводились им по 84 “единичным” интервалам средней длительности 6.4 млн лет, выбравшимися в соответствии с границами веков (Harland et al., 1990).

Согласно данным Сепкоски, вымирание биоты в фанерозое на низших таксономических уровнях (вид, род, семейство) носило подобный резко немотонный характер: на сравнительно слабо меняющемся фоне непрерывного вымирания отдельными максимумами выделяются (рис. 3а) эпохи “массового вымирания”. Несколько событий с очень высоким уровнем вымирания получили название “великих” МВ. Это: мел-палеогеновое вымирание, вымирание на границе триаса и юры, перми и триаса, а также МВ на рубеже ордовика и силура (Веймарн и др., 1998). Иногда к этим четырём великим вымираниям добавляют (Алексеев, 1998) еще одно сильно растянутое по времени событие границы франа–фамена до границы турне-визе.

В таблице 3 приведены стратиграфические положения основных эпох МВ фанерозоя (Sepcoski, 1995; Алексеев, 1998) в сопоставлении с моментами попадания Солнца в струйные потоки Галактики, рассчитанными по кеплеровской модели (Баренбаум, 1991). Геологический возраст событий МВ привязан к геохронологической шкале (Gradstein, Ogg, 1996).

Комментируя данные (табл. 3), следует отметить, что в качестве расчетных времен нами указаны моменты пересечения Солнцем “середины”

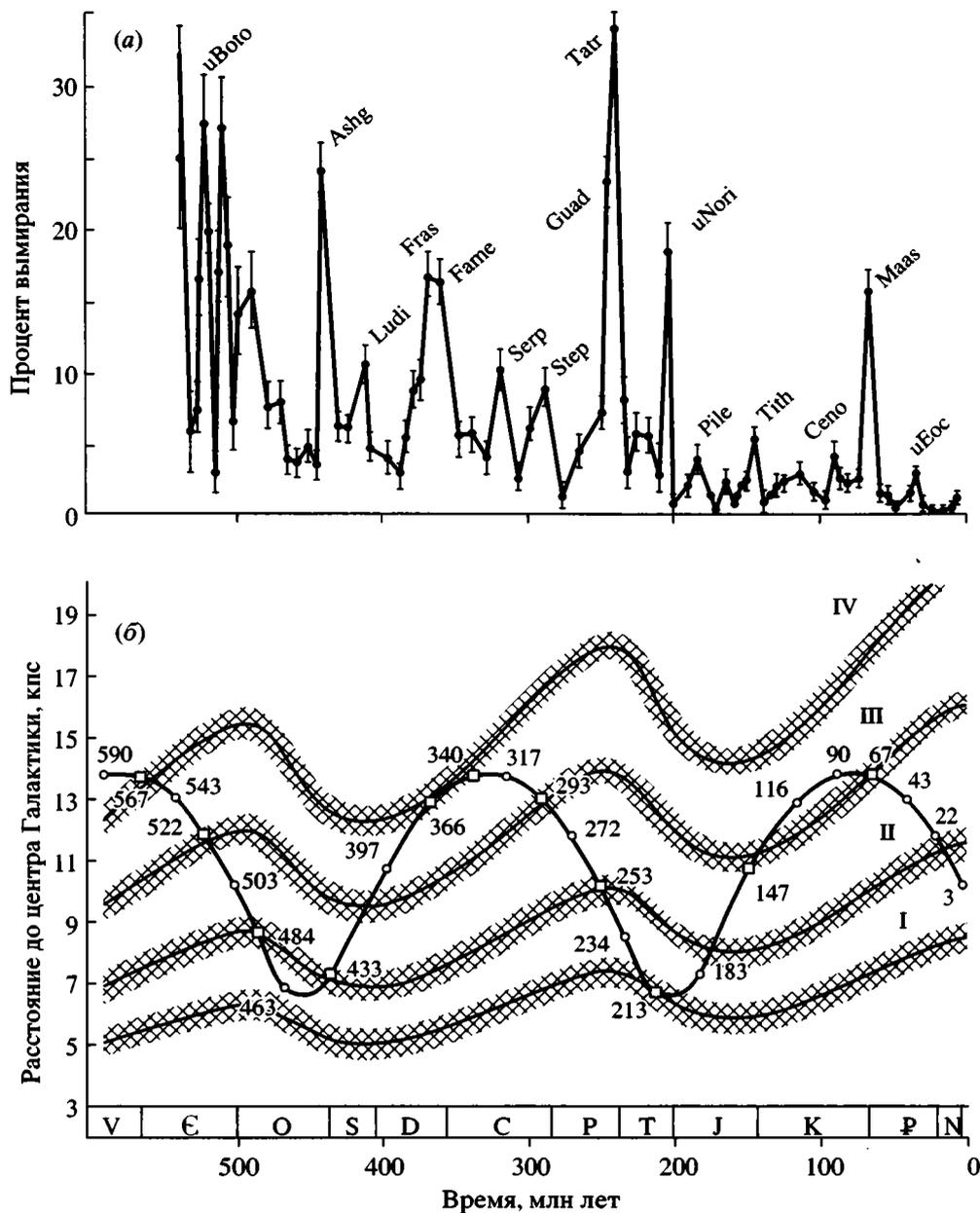


Рис. 3. Сопоставление кривой вымирания семейств морских организмов в фанерозое по подсчетам Сепкоски (а) с положением Солнца на орбите и удалением от центра Галактики четырех спиральных рукавов (б).

I–IV – номера спиральных ветвей Галактики (рис. 1). Ширина галактических ветвей условно принята равной 1 кпс. Кривая с точками – положение Солнца на орбите. Точки с цифрами – моменты попадания Солнца в струйные потоки, рассчитанные с учетом вращения солнечной орбиты. Квадратами выделены моменты времени одновременного пребывания Солнца в струйных потоках и спиральных галактических рукавах.

струйных потоков. Поскольку фронт потоков имеет некоторую протяженность, фактически Солнце оказывается в потоке галактических комет примерно на 1–2 млн лет раньше, а покидает поток на такое же время позже указанного срока. Причем в пределах всего этого времени интенсивность кометной бомбардировки может быть крайне неравномерна. Если учесть, что Солнце может одновременно пересекать как струйные

потоки, так и спиральные галактические рукава, ширина которых значительно больше, время бомбардировки Земли кометами может существенно возрасти.

Еще большая неопределенность у геологических возрастов МВ. Дело в том, что массовые вымирания – это весьма протяженные события длительностью 1–6 млн лет, а нередко и до ~10–15 млн лет (Алексеев, 1989). Вместе с тем их стратиграфиче-

Таблица 3. Сопоставление времен массового вымирания на Земле живых организмов в фанерозое с моментами попадания Солнца в струйные потоки Галактики

Стратиграфическое положение эпохи МВ, в скобках – обозначение пика на рис. 3а	Уровень МВ	Геологический возраст границ веков, млн лет	Расчетное время, млн лет
Плиоцен		5.3–1.8	3
Граница олигоцен – миоцен		23.8	22
Средний эоцен – приабонский век (uEoc)		41.3/37.0	43
Маастрихт – даний (Mass)	ВМВ	71.3 ± 0.5/65.0 ± 0.1	66
Сеноман – турон		98.9 ± 0.6/93.5 ± 0.2	90
Баррем – апт		127.0 ± 1.6/121.0 ± 1.4	118
Киммеридж – титон (Tith)		154.1 ± 3.3/150.7 ± 3.0	150
Плинсбах – тоар (Plie)		195.3 ± 3.9/189.6 ± 4.1	187
Норий–рэт (uNori)	ВМВ	220.7 ± 4.4/209.6 ± 4.1	214
Анизий – ладин		241.7 ± 4.7/234.3 ± 4.6	234
Татарский (чансинский) – грисбахский века (Tatr)	ВМВ	252.1/248.2 ± 4.8	253
Сакмар–артинск		282/269	272
Стефанская эпоха (Step)		303–290	293
Серпухов – башкир		327/323	316
Турне – визе	(ВМВ)	354/342	340
Фран – фамен (Fras–Fame)	(ВМВ)	370/364	368
Лудловская эпоха (Ludi)		423–419	400
Ашгилл – лландовер (Ashg)	ВМВ	449/443	437
Лланвирн – лландейло		470/464	464
Тремадок – арениг		495/485	484
Дресбахский век		505–495	503
Ленский (ботомгский) век (uBoto)		524–518	522
Томмотский век		534–530	543
Граница фанерозоя в шкалах до 1993 г.		570 ± 15	566

Примечание. Через черточку приводятся значения начала и конца одного века или эпохи, если событие массового вымирания охватило большую часть или весь этот интервал; наклонной чертой разделяются начала первого и второго веков эпохи вымирания; ВМВ – великие массовые вымирания.

ское положение принято задавать с точностью до века, в ряде случаев маркируя их границей между соседними веками.

Мы уже отмечали (табл. 2), что границами веков шкалы служат моменты падения на Землю астероидов критического размера. Их падения в фанерозое носили сугубо случайный характер и происходили более или менее равномерно раз в 2.9 млн лет. Поэтому за время нахождения Солнечной системы в потоке галактических комет продолжительностью несколько миллионов лет на Землю мог выпасть один или несколько крупных астероидов, а могло и не выпасть их ни одного. В результате, процесс вымирания живых организмов в разные периоды МВ приобретал свойственные только этим эпохам специфические черты.

В соответствии с классификацией А.С. Алексеева (1998), все события МВ, для которых не удастся определенно указать стратиграфический

уровень вымирания, предлагается относить к категории “фантомов”. В нашей модели вымирания фантомы вызываются падениями лишь одних галактических комет. Примерами вымираний этого типа служат стефанское МВ, охватившее вторую половину касимовского (303.0–296.5 млн лет) и полностью гжельского (296.5–290.0 млн лет) эпохи, и весьма плавное киммеридж-титонское МВ. Это вымирание началось в киммериджском веке (154.1–150.7 млн лет), заняло весь титон (150.7–142.2 млн лет) и завершилось в берриасе (142.2–137 млн лет). С окончанием первого МВ связывают границу карбона и перми, а с окончанием второго – границу юры и мела (табл. 1).

Для большинства эпох МВ в период кометной бомбардировки на Землю успевает выпасть, по крайней мере, один крупный астероид. Моменты этих падений отмечаются особенно высоким уровнем вымирания, что позволяет по данному

событию маркировать всю эпоху. Причем если падение астероида приходится на начало кометной бомбардировки, его обычно рассматривают как причину всего биотического кризиса (Алексеев, 1998).

Однако чаще всего астероиды падают уже после начала бомбардировки кометами. Пример тому – хорошо изученное мел-палеогеновое событие, где падение астероида может считаться твердо установленным (Alvarez et al, 1980; Назаров и др., 1988; Веймарн и др., 1998). Здесь сокращение таксонометрического разнообразия морских животных началось еще на рубеже раннего и позднего маастрихта (Алексеев, 1989), т.е. за 2–3 млн лет до падения астероида.

Еще более распространен случай последовательного выпадения нескольких крупных астероидов, вызывающих целый ряд импульсов вымирания. Известно (Алексеев, 1998), что на рубеже триаса и юры этих падений было два – в конце нория (209.6 млн лет) и в конце рэта (205.7 млн лет). Как минимум два пика вымирания было на рубеже перми и триаса. На рубеже сеномана и турона таких событий установлено пять (Веймарн и др., 1998). А в середине триаса, в период анизийского (241.7–234.3 млн лет) и ладнинского (234.3–227.4 млн лет) веков вымирание организмов в результате падений астероидов, по-видимому, было столь велико, что на этом фоне вымирание за счет комет проявилось слабо.

Специфика разных эпох вымираний усугубляется еще и тем, что последствия от падения одного астероида или кометы в различных регионах земного шара могут существенно различаться. “Сильное” вымирание, вулканизм, изменение климата и т.п. в одном полушарии планеты могут оказаться “слабыми” в другом и наоборот. Все это создает дополнительные трудности при корреляции разновозрастных отложений в эпохи МВ.

Указанных трудностей в какой-то мере удается избежать, если границы стратонов шкалы совмещать не с пиками вымираний, а с началом восстановления разнообразия животного и растительного мира после окончания кометных бомбардировок. Данный принцип положен в основу проведения не только юрско-меловой и пермокарбоновой, но и многих других границ стратиграфической шкалы. Поэтому положение границ стратонов, хотя и тесно связано с кометными бомбардировками, но, как правило, “отстает” от них на несколько миллионов лет.

Однако вернемся к обсуждению данных табл. 3. Сопоставляя результаты наблюдений и расчета с учетом высказанных замечаний, следует признать, что вычисленные нами моменты попадания Солнца в струйные потоки Галактики вполне хорошо совпадают по времени с эмпирически ус-

тановленными эпохами массового вымирания на Земле живых существ.

Отсюда мы вправе заключить, что лежащее в основе кеплеровской модели предположение о кратности аномалистического периода движения Солнца (250 млн лет) периоду вращения ядерного диска Галактики (50 млн лет) является правильным. Однако другое предположение, что орбитальный и аномалистический периоды Солнца совпадают, является ошибочным. Если бы это условие выполнялось, то с периодом “галактического года” повторялись бы на Земле и одинаковые по интенсивности вымирания эпохи МВ. Вместе с тем чередование эпох “великих” и “малых” МВ (табл. 3) подчиняется иной закономерности.

В результате более точного учета распределения в Галактике гравитационного потенциала было найдено, что на удалении Солнца от центра Галактики орбитальный период звезд галактической плоскости, в том числе Солнца, составляет 223 млн лет, т.е. оказывается несколько меньше величины аномалистического периода Солнца, равного 250 млн лет. Данное обстоятельство действительно приводит к медленному повороту линии абсид солнечной орбиты $\sim 1.4 \times 10^{-7}$ углового градуса в год, причем в направлении движения Солнца.

На рис. 3 сопоставлены кривая вымирания морских животных в фанерозое по данным Сепкоски (Sepkoski, 1995) – сверху, с положением Солнца относительно спиральных рукавов Галактики – внизу. Ширина рукавов условно принята равной 1 килопарсеку. Считается, что одновременно с движением Солнца по орбите вся четырехрукавная спиральная конструкция (рис. 1) поворачивается вокруг центра с угловой скоростью $\omega_0 = 2.8 \times 10^{-8}$ рад/год, отвечающей периоду 223 млн лет. Точками с цифрами на орбите Солнца отмечены новые расчетные моменты пересечения им струйных потоков Галактики.

Сопоставление моментов кометных бомбардировок в модели без вращения солнечной орбиты (табл. 3) и в модели, учитывающей такое вращение (рис. 3б), обнаруживает их очень малое расхождение. Наибольшие различия имеются для точек орбиты: 6, 7 и 8 (рис. 1), в которых более точная модель дает задержку по времени на 2, 3 и 4 млн лет соответственно. Для всех других точек эти отклонения меньше или отсутствуют вообще. Так что при расчете моментов попадания Солнца в струйные потоки вращением солнечной орбиты можно пренебречь.

Вместе с тем учет этого вращения совершенно необходим при определении времен пересечения Солнцем четырех спиральных ветвей Галактики (рис. 1). Мы видим (рис. 3б), что эпохи “великих” массовых вымираний приходятся на моменты од-

новременного пребывания Солнца в струйных потоках и в спиральных галактических рукавах. В частности, маастрихт-датское вымирание вызвано нахождением Солнца в ветви III, вымирание в юрии и рэте – в ветви I (рукав Киля–Стрельца), а вымирание во фран-фамен-визейское время хорошо объясняется движением Солнца вдоль галактического рукава IV. Три крупных вымирания связаны с ветвью II (рукав Персея) – это события на рубеже татарского и гринсбахского веков, ашгилла и лландовери, а также вымирание в начале ордовика.

Согласно нашему расчету, к этим шести “великим” МВ фанерозоя должны быть еще причислены события на границе юры и мела, а также карбона и перми, которые, однако, не показывают необходимого уровня вымирания. Одной из причин сравнительно низких пиков вымирания на этих границах (рис. 3а), как уже отмечалось, могло стать отсутствие в тот период падений на Землю крупных астероидов, резко интенсифицирующих гибель организмов.

Другая, на наш взгляд, не менее важная причина связана с трудностями корреляции пограничных отложений этих рубежей. Отсутствие надежной корреляции, как известно, может привести к большим ошибкам в подсчетах уровня вымирания таксонов. Так, например, по мнению А.С. Алексеева (1998) на подсчеты вымираний в период юрско-мелового события может сильно влиять неопределенность в соотношении титонского и волжского ярусов, которые обычно считают разновозрастными. Однако берриасский возраст верхневолжского подъяруса получил недавно убедительное подтверждение (Сей, Калачева, 1997). В связи с этим, Межведомственный стратиграфический комитет России изменил положение границы юры и мела, понизив ее до основания верхневолжского подъяруса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, не рассматривая существа и обоснованности выделения стратонев в современных геохронологических шкалах, на основании настоящей работы можно констатировать прямую связь шкалы геологического времени и эпох массового вымирания живых организмов с космическими событиями в Галактике и в Солнечной системе.

В соответствии с развиваемыми представлениями предполагается:

1. С момента образования Земля и другие планеты Солнечной системы подвергаются бомбардировкам крупными космическими телами: астероидами и галактическими кометами. Падение этих тел на Землю представляет для нашей планеты серьезную природную катастрофу, которая

при современной геологической изученности отложений фанерозоя не остается незамеченной и фиксируется в качестве рубежа шкалы того или иного ранга. Моментам наиболее интенсивных кометных бомбардировок отвечают границы систем (периодов), а менее интенсивным бомбардировкам – границы отделов (эпох). Падения на Землю астероидов происходят независимо от падений комет и фиксируются как границы веков и фаз.

2. Падения на Землю галактических комет исключительно происходят в эпохи пересечения Солнцем струйных потоков Галактики. Эти эпохи длятся несколько миллионов лет и повторяются через каждые 20–37 млн лет. Всякий раз за время нахождения Солнца в струйных потоках на Землю может выпасть $\sim 10^4$ – 10^5 галактических комет массой $\sim 10^{13}$ – 10^{18} г. Средняя галактическая комета, вероятно, имеет диаметр порядка одного – двух километров и массу $\sim 10^{15}$ – 10^{16} г. В периоды пребывания Солнца в струйных потоках на Землю в среднем падает одна галактическая комета примерно раз в 100 лет. В зависимости от положения Солнца на галактической орбите эта частота, возможно, меняется на один – два порядка величины.

3. В отличие от астероидов галактические кометы полностью разрушаются в атмосфере Земли и достигают земной поверхности лишь в форме мощной ударной волны. Эта ударная волна не оставляет после себя кратера, однако способна вызвать колоссальные разрушения и привести к массовой гибели живых организмов на огромной территории. Количество энергии, выделяющейся в атмосфере Земли при разрушении средней галактической кометы, ориентировочно составляет $\sim 10^{24}$ Дж. По порядку величины она превышает энергию взрыва Тунгусского космического тела в сотни миллионов раз.

4. За фанерозой произошло около 200 событий, которые можно трактовать как результат выпадения на Землю одиночных астероидов диаметром более 3.5 км. Эти падения носили случайный характер и в среднем повторялись раз в 2.9 млн лет. В 45% случаев их удалось зафиксировать как границы ярусов шкалы. В остальных 55% случаев такие события пришлось либо на эпохи бомбардировок Земли галактическими кометами, либо, что более вероятно, получили отражение на уровне границ более мелких чем ярус подразделений геохронологической шкалы – зон.

5. Величина энергии падающих тел $\sim 10^{22}$ – 10^{23} Дж, отвечающая критическому диаметру астероидов ~ 3.5 км, является выделенной. Для всех событий с энерговыделением выше этого порога последствия падений носили, вероятно, длительно необратимый характер и охватывали весь Земной шар целиком. Падения астероидов меньших размеров (и энергии) происходили гораздо

чаще, однако их последствия ощущались не везде. Такие более “мелкие” события имели региональное, и даже локальное значение, и нашли отражение в виде границ мелких подразделений. Большинство таких падений не зафиксировано вообще.

Авторы понимают, что затронутые в статье проблемы нуждаются в более тщательном и углубленном анализе и в самом широком обсуждении. Однако уже сейчас ясно – без учета влияния на геологические процессы нашей планеты космических явлений в Галактике и в Солнечной системе расшифровка многих событий геологического прошлого Земли будет неполной или даже не состоятельной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С.* Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: МГУ, 1989. С. 22–47.
- Алексеев А.С.* Причины биотических кризисов // Секция палеонтологии МОИП за 50 лет. М.: МГУ, 1993. С. 48–67.
- Алексеев А.С.* Массовые вымирания в фанерозое. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1998, 76 с.
- Баренбаум А.А.* Новые представления о происхождении комет и их взаимодействиях с объектами Солнечной системы // Кометный циркуляр. Киев.: КГУ, 1990. № 418. С. 11–12.
- Баренбаум А.А.* Космогонические основания // Общая и полевая геология: Учебник для вузов / Ред. Павлов А.Н. Л.: Недра, 1991. С. 445–454.
- Баренбаум А.А.* Природа геохронологической цикличности // Математические методы анализа цикличности в геологии. М.: МГОУ, 1994. Вып. 6. С. 197–233.
- Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А.* Опыт построения геохронологической шкалы рифея на основе новых представлений о строении Галактики // Докл. РАН. 1995. Т. 344. Вып. 5. С. 650–653.
- Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А.* Геохронологическая шкала как объект приложения астрономической модели // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1999. № 1. С. 12–18.
- Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф. и др.* Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании. Методические рекомендации. М.: МГУ, 1998. 190 с.
- Гладенков Ю.Б.* Тенденции развития стратиграфии на рубеже XX и XXI веков // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 1998. Вып. 1. С. 86–96.
- Геохронологическая таблица / Ред. Хаин В.Е. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
- Григорян С.С.* О движении и разрушении метеоритов в атмосферах планет // Космические исследования. 1979. Т. 17. Вып. 6. С. 875–893.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. М.: МГУ, 1973. 254 с.
- Маркова О.М., Яковлев О.И., Семенов Г.А., Белов А.И.* Некоторые общие результаты экспериментов по испарению природных расплавов в камере Кнудсена // Геохимия. 1986. № 11. С. 1559–1569.
- Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 214 с.
- Меннер В.В.* Общая шкала стратиграфических категорий в свете последних результатов геологических работ // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1979. № 54. Вып. 2. С. 31–48.
- Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Барсукова Л.Д., Алексеев А.С.* Параметры мел-палеогенового ударного события // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 33–53.
- Рублев А.Г.* Современное состояние изотопно-геохронологической шкалы фанерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 3–13.
- Сей И.Л., Калачева Е.Д.* Граница юрской и меловой систем в бореальной области (биостратиграфия, бореально-тетическая корреляция) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 42–59.
- Симаков К.В.* Введение в теорию геологического времени. Магадан: ДВ НЦ, 1999. 556 с.
- Соколов Б.С.* Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155–178.
- Adushkin V.V., Nemchinov I.V.* Consequences of impacts of cosmic bodies on the surface on the Earth // Hazards due to comets and asteroids / Ed. Gehrels T. Univ. Arizona Press. 1994. P. 721–778.
- Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V.* Extraterrestrial cause for the Cretaceous-tertiary extinction // Science. 1980. V. 208. № 4448. P. 1095–1108.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology time scales and global stratigraphic correlation. SEPM Special Publication. 1995. № 54. P. 129–212.
- Gradstein F., Ogg J.* Geologic timescale. Purdue Univer. 1996.
- International stratigraphic chart / Ed. Remane J. et al. International Commission on Stratigraphy, 1998.
- Harland W., Smith A., Wilcick B.* (eds) The Phanerozoic Time scale. A supplement Geol. Soc. London. Spec. Publication. № 5. 1971.
- Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G.* et. al. A geologic Time scale. Cambridge Univ. Press. 1982. 131 p.
- Harland W., Armstrong R., Cox A.* et. al. A geologic Time scale 1989. Cambridge Univ. Press. 1990. 263 p.
- McLaren D.J.* Impacts that changed the course of evolution // New Scientist. 1983. V. 100. № 1385. P. 588–595.
- Odin G. S.* The phaeozoic time scale revisited // Episodes. 1982. № 3. P. 3–9.
- Odin G. S.* Geological Time scale (1994) // C. R. Acad. Sci. Paris. 1994. V. 318. Ser. 11. P. 59–71.
- Palmer A.R.* The Decade of North American Geology 1983. Geologic Time Scale // Geology. 1983. V. 11. № 9. P. 503–504.
- Sepkoski J.J.* Patterns of phanerozoic extinction: a perspective from global data bases // Global events stratigraphy in the Phanerozoic: results of international interdisciplinary cooperation in the IGCP Project 216 / Ed. Walliser O.H. 1995. P. 35–52.
- Schindewolf O.* Stratigraphie und stratotypes. Mainz: Verlag Akad. Wissenschaften und Liter. 1970. P. 135.
- Snelling N.J.* An interim time scale // The Chronology of the Geological Record. Oxford. Geol. Soc. Mem. 1985. № 10. P. 261–265.

Рецензенты Ю.Н. Авсюк, Ф.А. Цицин, В.Е. Хаин

УДК 551.7.03:551.7

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ

© 2002 г. В. В. Черных

Институт геологии и геохимии РАН, Екатеринбург

Поступила в редакцию 03.03.99 г., получена после доработки 23.11.99 г.

Рассмотрена проблема совершенствования зональных стратиграфических шкал, построенных на палеонтологической основе. Отмечается, что при всем многообразии используемых названий зональных подразделений, базисными являются два типа – биостратиграфические зоны, не имеющие строгого определения границ, и биохронологические зоны с однозначно определенными границами – и соответственно рассматриваются особенности биостратиграфических и биохронологических шкал и методы их совершенствования. Указаны отрицательные последствия отождествления зоны как подразделения разреза и как подразделения шкалы. Усиление корреляционного потенциала шкалы достигается расширением комплексной характеристики зональных подразделений. Хронологическую непрерывность зональных подразделений определяет эволюционная последовательность ископаемых форм, используемая в качестве базиса при построении шкалы. Точность корреляции обеспечивается за счет увеличения детальности шкалы. Введение несамостоятельных хронологических реперов в биохронологические шкалы может в лучшем случае сохранить, но не может усилить и обычно снижает точность корреляции. Детализация биохронологической шкалы при условии сохранения универсальности и точности корреляции должна быть осуществлена теми же средствами, с помощью которых она построена.

Ключевые слова. Биохронологическая шкала, биостратиграфическая шкала, типы зон, стратозона, точность корреляции, детализация шкалы.

ВВЕДЕНИЕ

Использование в стратиграфии зональных хронологических шкал на палеонтологической основе предполагает решение двух основных задач – датировку и корреляцию удаленных стратиграфических объектов. Под совершенствованием шкал в первую очередь подразумевается увеличение их детальности и универсальности. При постановке и решении этих задач приходится учитывать альтернативный характер взаимоотношений между дробностью маркировки шкалы и ее универсальностью: чем детальнее шкала, тем ниже ее корреляционные возможности.

Особо стоит вопрос о мерах по обеспечению непрерывности хронологических шкал, который, по-видимому, также следует рассматривать в рамках общей проблемы их совершенствования. Чтобы обсуждение методов совершенствования стратиграфических шкал оказалось конструктивным, необходимо, в первую очередь, уяснить, какой именно тип шкал мы хотим усовершенствовать. Кроме этого, для детализации зональных подразделений необходимо также четко дифференцировать зоны как подразделения шкалы, и как подразделения разреза. Наконец, столь же важно осознать характер различий между стратиграфической и хронологической последователь-

ностью событий, которые используются при построении хронологических шкал в стратиграфии. К обсуждению этих вопросов мы теперь и перейдем.

ТИПЫ ЗОНАЛЬНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Стратиграфический кодекс (1992) рекомендует использование двух основных типов зональных подразделений, так называемого комплексного обоснования – хронозон и лон, иначе говоря, двух типов шкал, которые отличаются между собой только универсальностью. Для первых предполагается глобальное применение, для вторых – провинциальное. С моей точки зрения (Черных, 1995), корректно построенная шкала является потенциально универсальной, и после придания зональным подразделениям комплексной характеристики пределы ее использования могут быть сколь угодно широко раздвинуты.

Принципиальные отличия шкал определяются спецификой их базиса. С этих позиций можно различать два типа хронологических шкал, которые строятся на палеонтологической основе. При построении шкал первого типа используется эволюционная последовательность ископаемых форм. В основу построения шкал второго типа закладываются данные о стратиграфическом распределе-

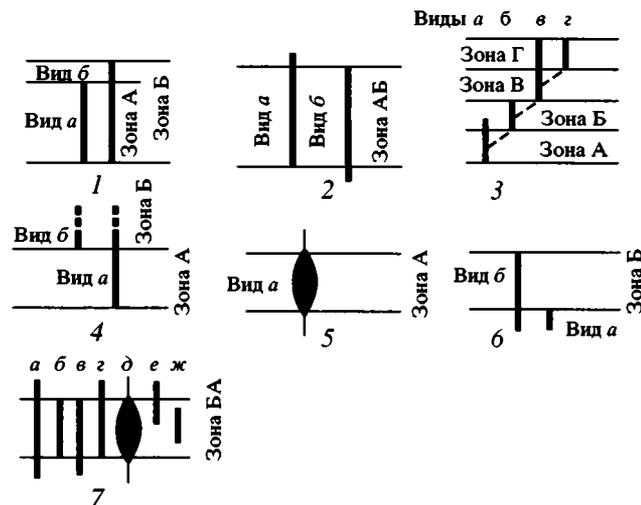


Рис. 1. Биостратиграфические зоны (Стратиграфический кодекс, 1992).

1 – зона распространения таксона (биозона); 2 – зона совместного распространения; 3 – филозона; 4, 6 – интервал-зона; 5 – акмезона (эпибола); 7 – комплексная зона.

нии некоторых комплексов (ассоциаций, агрегаций) ископаемых форм непосредственно в конкретных разрезах. Именно к этому последнему типу, который можно назвать биостратиграфическим, и относятся упомянутые выше, со ссылкой на Стратиграфический кодекс, зональные и (хроно)зональные шкалы. Я использовал для шкал эволюционного содержания название “биохронологические” – термин, может быть, этимологически и не самый удачный, так как создается впечатление, что биохронологические шкалы (БХШ) противопоставляются биостратиграфическим (БСШ) по признаку их независимости от стратиграфического критерия. В действительности это совсем не так, и необходимость жесткого стратиграфического контроля при построении любых типов стратиграфических шкал неоднократно подчеркивается в последующем изложении.

Дадим характеристику биостратиграфических и биохронологических шкал, чтобы яснее обозначить различия между ними. Выделенные как совокупность слоев непосредственно в некотором стратотипическом разрезе и снабженные палеонтологической характеристикой, дробные подразделения могут быть объединены под общим названием “биостратиграфические зоны”. Хронологическая последовательность таких подразделений может рассматриваться как БСШ. Зональные подразделения БСШ представляют собой стратиграфическую последовательность комплексов ископаемых форм и не имеют однозначно определенных хронологических границ, причем постулируемая необходимость эволюционной преемственности комплексов усиливает эту не-

предельность. По этой причине соответствующие границы “часто располагаются внутри переходных промежутков, и разные исследователи могут принимать разное положение границ” (Международный справочник, 1978, с. 78).

Подразделения БХШ устанавливаются непосредственно на шкале в строгих границах элементарных эволюционных событий (возникновение/вымирание таксонов одной эволюционной линии). Использование БХШ с однозначно определенными границами зональных подразделений не допускает произвола в выборе положения границ зон в разрезе. В этом случае особенно отчетливо проявляется методический прием использования зональных БХШ при корреляции. Границы коррелируемого стратона обычно не совпадают с границами зон шкалы. Их приходится совмещать условно, исходя из соображений наибольшей пространственной близости в разрезе, с единственной целью – коррелировать стратон возможно шире. Естественно, что включать такие зоны в иерархию стратонов нет никаких оснований. Более того, становится ясно, что их выделение в разрезе не имеет самостоятельного значения, является промежуточной подготовительной операцией и служит исключительно целям корреляции границ стратонов (ярусов, горизонтов, пачек).

Прокомментируем те семь типов зон, которые указаны в Кодексе (Стратиграфический кодекс, 1992, с. 45) как биостратиграфические (их схематическое изображение дано на рис. 1, взятом из указанной работы).

Зона распространения таксона (биозона) – совокупность слоев, охватывающих полный стратиграфический интервал распространения какого-либо палеонтологического таксона (рис. 1, 1).

В каждом конкретном разрезе стратиграфическое распространение таксона представляет собой его тейльзону, и для выяснения полного стратиграфического распространения таксона необходимо определить положение его тейльзоны в каждом разрезе и суммировать их. Это можно сделать только при наличии хронологической шкалы, на которую вынесены границы распространения таксона во всех исследованных разрезах. Поскольку только БХШ позволяет установить точное положение границ тейльзон, постольку биозона является производной от зональных подразделений той БХШ, по которой было определено положение тейльзон. Таким образом, биозоны не могут быть выделены непосредственно в разрезе до тех пор, пока не займут своего места на БХШ. Отсюда следует, что биозоны имеют вспомогательное значение при создании комплексной характеристики зональных подразделений биохронологических шкал и не входят в число основных (самостоятельных) зональных подразделений.

Зона совместного распространения – слои, отвечающие совпадающим частям интервалов стратиграфического распространения двух выбранных таксонов (рис. 1, 2).

Если речь идет об интервале перекрытия биозон двух таксонов, то остается в силе сказанное выше по поводу определения границ биозон, и интервал совместной встречаемости определяется как одно или несколько подразделений той шкалы, по которой определялось положение границ биозон. В этом случае зона совместного распространения так же, как и биозона не имеет самостоятельного значения, а является производной от подразделений БХШ.

Если же на схеме отражен факт совместной встречаемости двух видов в конкретном разрезе, то нужно иметь в виду, что совместная встречаемость форм всегда устанавливается в рамках заранее заданных границ, определяемых независимым способом, например, по литологической шкале (встречаемость двух форм в одном слое, одной пачке, одной свите). В этом случае мы имеем классический вариант биостратиграфической зоны – совокупность слоев с определенной палеонтологической характеристикой (совместная встречаемость таксонов).

Вопрос об отнесении зон совместного распространения к подразделениям биостратиграфических или биохронологических шкал может быть решен только после внесения ясности в приведенное выше определение.

Филозона – слои, в которых распространен таксон (таксоны), представляющий собой отрезок конкретной филогенетической линии или тенденции развития этой линии (тренд) (рис. 1, 3).

На рисунке 1 показано выделение филозон по критерию “возникновение” и “вымирание” отдельных видов, принадлежащих одной филогенетической линии, но, судя по тому, что речь идет о “слоях”, на рисунке демонстрируется конкретный разрез и филозоны на нем – это результат применения ранее построенной БХШ. Природа подразделений БХШ, как ранее указывалось (Черных, 1995), биологическая, и точнее было бы дать определение филозоны, как подразделения биохронологической шкалы, маркированной по рубежам возникновения последовательных видов-индексов. Филогенетическая основа является наиболее надежной для строгого определения границ зон на БХШ и ее непрерывности. Филозона, выделенная по уровням возникновения последовательных видов одной фратрии, – это зональное подразделение биохронологической шкалы.

Интервал-зона – слои, заключенные между первым появлением какого-либо характерного таксона (обычно вида-индекса) данной зоны и первым появлением характерного таксона (обычно вида-индекса) вышележащей зоны в пределах не-

прерывной последовательности (рис. 1, 4); интервал-зоны могут выделяться и как слои, заключенные между уровнями исчезновения характерного таксона подстилающей зоны и характерного таксона рассматриваемой зоны (рис. 1, 4, 6).

В случае принадлежности последовательных видов-индексов к одной эволюционной линии интервал-зона неотличима от филозон и едва ли имеет самостоятельное значение. Если виды-индексы не связаны филогенетически, то корректное выделение интервал-зоны возможно по известным взаимоотношениям биозон этих видов, что возвращает нас к проблеме определения биозон.

Использование критерия “появление” при маркировке шкал имеет некоторые преимущества перед критерием “исчезновение”. Событие “возникновение вида” фиксируется на ископаемом материале по первой находке формы в разрезе, тогда как событие “вымирание вида” требует для своего установления обобщения большого материала по многим разрезам. Кроме этого, шкала, построенная по критерию “вымирание”, мало эффективна при работе с переотложенными ископаемыми (Черных, 1995).

Акмезона (эпиболо) – слои, в которых какой-либо таксон достигает максимума частоты встречаемости (рис. 1, 5).

Иными словами, здесь речь идет о выделении стадии оптимума (или расцвета) в развитии таксона, зависящей в том числе и от определенных фациальных условий. Однако эта стадия не имеет качественной определенности, связана с предшествующей и последующей стадиями развития таксона постепенными переходами и часто имеет фациальную природу. По этой причине невозможно корректное (в строго определенных границах) отражение акмезоны на биохронологической шкале. Акмезона – индикаторная характеристика какого-либо подразделения биостратиграфической шкалы с соответственными ограничениями для ее широкого использования.

Комплексная зона – совокупность слоев, охарактеризованных комплексом древних организмов, отличным от комплексов подстилающих и перекрывающих слоев (рис. 1, 7).

Судя по определению, мы имеем дело с типичной биостратиграфической зоной. На рисунке 1 хорошо видно, что границы комплексной зоны могут быть проведены несколькими способами. Например, кроме предложенного авторами, возможны и другие варианты положения границ зоны: нижняя граница может быть опущена до уровня появления видов *в*, *е* или *ж*; верхняя – до уровня исчезновения видов *г*, *е* или *ж*. Любой из этих вариантов согласуется с приведенным выше определением и свидетельствует о неопределенности положения границ зон этого типа.

С другой стороны, на приведенном рисунке распознается зона *совместного распространения видов в и г*, которая оказывается частным случаем комплексной зоны. Таким образом, объективно (исходя из базиса, на котором строится зональная шкала) можно выделить только два типа зон: первый тип – биостратиграфическая зона – выделяется как совокупность слоев, затем снабжается палеонтологической характеристикой и является биостратиграфическим по своей природе; второй тип – биохронологическая зона – устанавливается в границах элементарных эволюционных событий “возникновение”/“вымирание” видовых форм и является биологическим (палеонтологическим) по своему содержанию. Особенности усовершенствования БСШ и БХШ будут рассмотрены ниже.

ЗОНА И СТРАТОЗОНА

До настоящего времени не существует терминологического разграничения зональных подразделений разрезов и зональных подразделений шкалы: и в том, и другом случаях используется одно и то же название “зона”.

Отождествление понятия “зона”, как подразделения шкалы (далее просто “зона”) и как подразделения разреза (далее – стратозона), не является случайным. Оно связано с устоявшимися представлениями о том, что именно субстратная стратифицированная основа (т.е. конкретный разрез или их совокупность – сводный разрез) является стратиграфической шкалой (Ганелин, 1992; Найдин, 1994). В подтверждение пренебрежительного отношения к разграничению зоны и ее субстратного эквивалента в разрезе (стратозоны) можно сослаться на последний отечественный Стратиграфический кодекс (1992), в котором все определения различных видов биостратиграфических зон начинаются словами: “слои”, “совокупность слоев” или “совокупность горных пород” (с. 45), – и ни слова не сказано о зональных подразделениях биостратиграфических шкал.

Как я покажу ниже, терминологический дефицит в дифференциации понятия “зональное подразделение” имеет отрицательные последствия при постановке и обсуждении многих важных вопросов зональной стратиграфии.

а) Стратиграфическая и хронологическая последовательность событий

По точному замечанию С.В. Мейена (1974), “в самой глубокой теоретической основе все стратиграфические шкалы одинаковы в своей хронологичности” (с. 14). Однако это не значит, что стратиграфическая последовательность любых событий может приниматься за хронологический базис. Между стратиграфической и хронологиче-

ской последовательностью событий, используемой для построения стратиграфических шкал, имеются существенные различия.

Построение любой хронологической шкалы на палеонтологической основе начинается со стратиграфического расчленения разреза. Стратиграфическая последовательность слоев в разрезе задает направление времени для тех событий и процессов, которые получили отражение в геологической летописи. Построенные на палеонтологических данных зональные шкалы наследуют от стратиграфической последовательности слоев общую хронологическую направленность, однако сам принцип маркировки шкал является совершенно независимым от того, как был расчленен разрез на литологические подразделения. Выделяя в конкретном разрезе некие комплексы, агрегации ископаемых форм, приуроченные к определенным частям этого разреза, или отмечая рубежи появления и исчезновения форм, можно для удобства “привязать” их к определенным интервалам и совместить с какими-то литологическими границами. Когда эта работа проделана, возникает впечатление уже построенной шкалы, в качестве которой выступает данный разрез, расчлененный тем или иным способом на основе палеонтологических данных. Однако в действительности это далеко не так.

Чтобы стратиграфическая последовательность палеонтологических данных получила статус хронологической шкалы, необходимо выполнить целый ряд дополнительных операций. В первую очередь нужно решить вопрос об определении границ устанавливаемых подразделений на шкале, так как далеко не все критерии определения границ этих подразделений в разрезе пригодны для маркировки шкалы. Далее, мы должны обрести уверенность в том, что стратиграфическая последовательность тех маркеров, которые были выбраны для подразделения разреза, является хронологически непрерывной, а этот вопрос не может быть решен на основе непосредственного наблюдения пространственных отношений выделенных в разрезе зональных подразделений. Кроме этого, необходимо убедиться, что палеонтологические данные, установленные в конкретном разрезе и взятые за основу построения шкалы, обеспечат ей достаточную универсальность. Чтобы выполнить эту программу, необходим целый комплекс исследований, предусматривающих выделение всей палеонтологической информации, так сказать, в чистом виде, и на заключительном этапе тщательную работу с ней. Полученная в конечном счете БХШ будет столь значительно отличаться от первоначального черного ее наброска на конкретном разрезе, что иллюзорное представление о существовании субстратной шкалы-разреза должно полностью развеяться. Только после построения шкалы, мы можем перейти от стратиграфического расчленения разрезов к их хронологическому под-

разделению с помощью построенной шкалы и только после этого – к корреляции.

б) Границы зональных подразделений

Рассмотрим старый дискуссионный вопрос о критериях зональных границ, в частности, об использовании критериев “первого появления”/“исчезновения” видовых таксонов. С самого начала обратим внимание на то, что эти критерии названы в соответствии с “субстратным” пониманием зональных подразделений: речь идет о первом появлении и исчезновении ископаемых форм в разрезе. Именно с этих позиций рассматриваются пороки обсуждаемых критериев, используемых в качестве маркеров зональных границ: отмечается, что “первое появление” может быть и не первым, “исчезновение” – не последним и т.п.

При построении шкалы мы действительно обращаемся к стратифицированному разрезу и по “первому появлению” и “исчезновению” ископаемых форм отбираем из них необходимую хронологическую последовательность таксонов. При этом возможные неточности в определении рубежей первого появления и исчезновения ископаемых форм в разрезе незначительно влияют на корректность заключения о хронологической последовательности видовых таксонов, которое многократно проходит стратиграфический контроль в различных разрезах. Обратим внимание на то, что в процессе изучения разрезов до построения зональной шкалы никаких зон в разрезе не выделяется, а только формируется палеонтологическое обоснование выделения зон на шкале. Установив стратиграфическую последовательность появления и исчезновения ископаемых форм в разрезе, мы интерпретируем ее как хронологическую последовательность эволюционных событий “возникновение” и “вымирание” соответствующих таксонов. Именно качественная определенность элементарных эволюционных событий “возникновение” и “вымирание” видов позволяет использовать их для строгого (однозначного) определения границ зональных подразделений на шкале.

После построения шкалы мы возвращаемся к разрезу и, применяя уже построенную шкалу, расчлняем его на зоны, предполагая, что первое появление последовательных видов-индексов (ископаемых форм) в разрезе примерно соответствует событию “возникновение” этих видов, по которому маркированы границы зональных подразделений шкалы. Возникающие при этом неточности в определении рубежей “первого появления” не имеют никакого отношения к корректности построения шкалы и касаются только операции ее применения. По этому поводу следует заметить, что практическое использование любых шкал приводит к неоднозначному результату и всегда сопровождается указанием на точность измерения, вычислением его погрешностей и т.п. Одна-

ко уже осознание того, что речь идет не о порочности критериев построения шкалы, а о преодолении неточностей при ее применении, переводит дискуссию в другое русло. Так, можно полагать, что достаточно полная комплексная характеристика зональных подразделений шкалы значительно снижает зависимость определения границ зон в разрезе от возможных вариаций “первого появления” видов-индексов этих зон.

Если не ставить в качестве обязательного требование однозначного определения границ зональных подразделений на шкале, можно удовлетвориться лишь хронологической последовательностью хорошо фиксируемых и различающихся в разрезе событий. Этому условию удовлетворяет стратиграфическая последовательность биостратиграфических зон (оппель-зон, комплексных зон, зон совместного распространения), каждая из которых характеризуется “ассоциацией или агрегацией выбранных таксонов ограниченного и в значительной степени перекрывающегося пространства, выбранных как показатели приблизительной одновременности” (Международный справочник, 1978, с. 78). Например, границы оппель-зоны в указанном справочнике определяются пределами “распространения комплекса ископаемых форм, которые рассматриваются как диагностические для зоны” или как “внешние пределы перекрытия в распространении таксонов выбранных в качестве диагностических” – для зон совместного распространения. Ясно, что отразить эти границы на хронологической шкале можно только после определения “пределов распространения” диагностических таксонов по какой-то независимой шкале. Чаще всего в качестве последней выступает стратиграфическая последовательность слоев в конкретном разрезе, т.е. по существу простейшая литологическая шкала. Это (после придания выделенным литологическим подразделениям палеонтологической характеристики) и создает впечатление существования биостратиграфической шкалы-разреза с четкими границами между зонами. В действительности четкими являются границы использованной литологической шкалы, которые биостратиграфическая шкала, основанная на последовательности палеонтологических комплексов, воспринять не может, что становится вполне ясным при переходе к некоторому другому разрезу, где положение межзональных границ, как отмечено выше, в некотором интервале приходится устанавливать волевым решением.

Вместе с тем, верно установленная стратиграфическая последовательность таких комплексных подразделений может служить шкалой для датировки и корреляции аналогичной последовательности стратонов, однако от нее нельзя требовать корреляции границ стратонов, так как их определение не заложено в шкалу и может быть сделано с точностью до “между комплексов”.

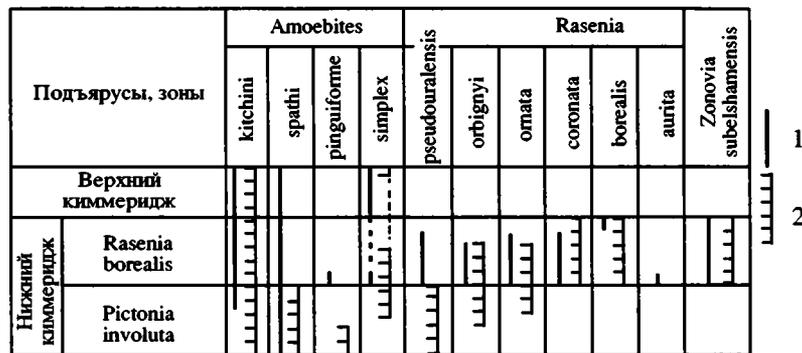


Рис. 2. Распространение некоторых характерных нижнекиммериджских аммонитов на Таймыре (1) и на Приполярном Урале (2) (по М.С. Месежникову – Степанов, Месежников, 1979; рис. 5. 58).

в) Зона как наименьшее подразделение шкалы

Продолжая сравнение зональных подразделений шкалы и соответствующих им субстратных подразделений разрезов, остановлюсь еще на одном существенном моменте. В каждом конкретном разрезе мы обычно имеем дело с тейлзонами видов, которые также уникальны, как и сами разрезы, и в первую очередь по этой причине корреляция с помощью БХШ всегда потенциально не точна. Эту неточность шкалы следует сделать явной, введя условие о минимальной размерности зонального подразделения шкалы (Черных, 1995). В любом случае зональная шкала не несет информации о том, насколько полно представлены зоны в разрезе. Исходя из этого, мы всегда коррелируем с точностью “до зоны” независимо от того, какую ее часть занимает интересующий объект в разрезе. В этой связи попытка оперировать “низами” или “верхами” зоны является следствием неправомерного отождествления шкалы и разреза. Так, остается совершенно непонятным, как удалось при сравнительной оценке диапазонов стратиграфического распространения некоторых раннекиммериджских аммонитов на Приполярном Урале и Таймыре (Степанов, Месежников, 1979) установить приуроченность их отдельных представителей к определенным частям зональных подразделений аммонитовой шкалы (рис. 2). Более того, на указанном рисунке распространение зонального вида-индекса *Rasenia borealis* на Таймыре показано в самой верхней части одноименной зоны. Я твердо убежден, что установить такие факты можно только с помощью какой-то иной и более детальной шкалы, о которой авторы ничего не сообщают. Вероятнее всего здесь имеет место часто встречающийся случай отождествления шкалы и разреза.

Зоны хронологической шкалы – это хронологически однородные, эквивалентные (равноценные) минимальные подразделения. Если говорят о “низах”, “средней части” или “верхах” зоны, то, по-видимому, существуют какие-то материальные критерии их опознания. Если эти критерии

отвечают требованиям установления зональных границ на шкале, более дробные подразделения должны быть введены в шкалу в качестве самостоятельных зон. Вновь выделенные зоны должны приниматься за наименьшие подразделения, не имеющие длительности и не делящиеся на части.

Вопрос о частях зоны естественным образом возникает при переходе к стратозоне, т.е. к конкретному стратифицированному разрезу, на котором с помощью биохронологической шкалы установлено положение каких-либо зональных подразделений. Здесь в субстратном эквиваленте зоны, используя литологические признаки, мы можем указать нижнюю, среднюю и верхнюю части стратозоны. Однако, как уже было сказано, биохронологическая шкала не дает информации о том, какой именно частью данная зона представлена в разрезе. И если мы решили провести подразделение стратозоны по признакам, не заложенным в выделение зоны на шкале, следует осознать, что положение новых маркеров на шкале неопределенно и что, выделяя дробные части зоны, по существу, мы начинаем строить новую шкалу на новой основе. К этому вопросу мы вернемся при обсуждении способов детализации БХШ.

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ШКАЛЫ

а) Усиление корреляционного потенциала шкалы

Универсализация биостратиграфических и биохронологических шкал выполняется сходным образом – путем придания зональным подразделениям все более полной комплексной характеристики. Однако получаемые при этом результаты сильно зависят от того, какой именно тип шкал – биохронологический или биостратиграфический – усовершенствуется.

Так, по мере выполнения корреляции все более отдаленных разрезов неопределенность положения зональных границ в разрезе, определенных по БСШ, приводит к неконтролируемому

расширению списка ископаемых форм, принимаемых в качестве диагностических для данной зоны. Кроме того, часто одноименные зоны выделяются в разных разрезах не на основании присутствия в них всего диагностического комплекса, а по некоему его члену, что влечет искажение действительного положения зоны в разрезе; при этом добавление местных форм в диагностический комплекс зоны еще более усугубляет последствия пополнения комплексной характеристики зоны. Итеративный характер стратиграфической процедуры (при котором результаты корреляции используются для корректировки шкалы), направленной по такому пути, приводит к возникновению псевдоуниверсальных шкал: список форм в зональном комплексе огромен и позволяет “найти” зону в любом разрезе, однако каждый специалист размещает ее по-своему. Это в особенности касается микрофаунистических зон, охарактеризованных большим числом видовых и подвидовых форм, многие из которых совместно не присутствуют ни в одном разрезе, но их искусственно созданная совокупность дает широкие возможности произвольного выбора диагностического комплекса для опознания зоны. Нечто подобное произошло с фузулинидовой зональной шкалой пограничных отложений карбона и перми, первоначально построенной на разрезах Русской платформы, а затем использованной для более широкой корреляции с разрезами Урала и Тетис. Поскольку даже виды-индексы часто играют в этой шкале сугубо номенклатурную роль и могут встречаться в нескольких смежных зонах, постольку объективная проверка заключений специалистов о зональной принадлежности одних и тех же отложений оказывается невозможной. Наметившаяся в последние годы тенденция перевода указанной шкалы на филогенетический базис (Давыдов, 1988), т.е. ее замена на БХШ, является, по-видимому, единственным выходом из создавшейся ситуации.

Аналогичную метаморфозу претерпевает зональная шкала карбона и перми Урала, построенная по результатам изучения конодонтов. Вначале были выделены ассоциации конодонтов в рамках зональных подразделений фузулинидовой БСШ (Чувашов и др., 1983), что дало возможность установить хронологическую последовательность конодонтовых комплексов. По существу на этой стадии конодонты лишь дополнили палеонтологическую характеристику зон инициальной фузулинидовой шкалы, не изменив ни ее детальности, ни неопределенности в положении границ, свойственной биостратиграфическим шкалам.

В дальнейшем детальное изучение морфологии конодонтов и их стратиграфического распределения позволило выявить четкий морфологический тренд в развитии верхнегжельских и ассельских стрептогнатодид: *Streptognathodus wabaunsensis* – *S. isolatus* – *S. glenisteri* – *S. cristellaris* – *S. sigmoidalis* – *S. constrictus* – *S. postfusius*, – который и послу-

жил базисом для разработки зональной биохронологической шкалы, маркированной по уровням возникновения указанных видов-индексов (Черных, Решеткова, 1988). Значение этой шкалы определяется не только тем, что она превысила детальность инициальной фузулинидовой шкалы и в отличие от последней имеет строго определенные границы зональных подразделений. Базисная последовательность большинства видов-индексов установлена к настоящему времени не только на Урале, но также в Северной Америке. Конодонтовая шкала обеспечивает глобальную корреляцию границы между каменноугольной и пермской системами (Chernykh, Ritter, 1994). Таким образом, в настоящее время на Урале для пограничных отложений карбона и перми существуют две параллельно действующие зональные шкалы: фузулинидовая БСШ и конодонтовая БХШ.

Универсализация биохронологических шкал путем пополнения комплексной характеристики зональных подразделений, имеющих четко определенные границы (уровни возникновения последовательных видов-индексов), выполняется путем определения хронологического распространения сопутствующих видов (и любых других реперов) с точностью “до зоны”, причем зона принимается за минимальное хронологическое подразделение шкалы. Те виды, распространение которых не выходит за пределы зоны ни в одном из изученных разрезов, вводятся в зональную характеристику в качестве индикатора зоны. Таким образом, все увеличивающийся зональный комплекс может быть использован для определения зоны при отсутствии видов-индексов. Заметим, что пополнение комплексной характеристики зон не увеличивает детальности биохронологических шкал.

б) Обеспечение хронологической непрерывности шкалы

Следует оговорить тот факт, что далеко не все исследователи считают хронологическую непрерывность последовательности зональных подразделений непременным условием конструирования корректных биохронологических шкал. Основным аргументом для такого мнения является ссылка на прерывистый характер биостратиграфических данных. Это обстоятельство иногда рассматривается как временное препятствие при установлении зон в слабо изученных регионах (Бодылевский, 1964), а иногда вообще как основной довод в пользу отказа от разработки непрерывных шкал (Guex, 1991). Последняя работа, в частности, посвящена исключительно дискретным зональным шкалам, “подразделения которых характеризуются уникальными и взаимно исключаящими ассоциациями видов. Такие подразделения являются несоприкасающимися и изолированы друг от друга разделяющими интервалами” (с. 1). Ж. Ге полагает, что для построения таких зональ-

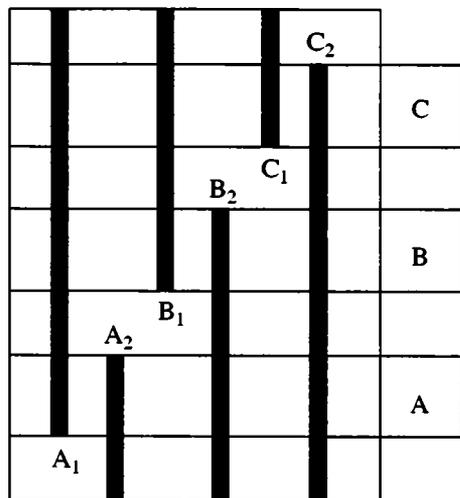


Рис. 3. Выделение дискретной зонации А, В, С на основе данных о стратиграфическом распространении видов $A_1, A_2, B_1, B_2, C_1, C_2$ (Guex, 1991; fig. 1. 1).

ных подразделений, которые он называет “уни-тарными ассоциациями” и которые по своей сути являются комплексными зонами, находящая последовательность по первому появлению (или исчезновению) ископаемых форм является второстепенным критерием. Возможно, что это и в самом деле так, но только до тех пор, пока шкала не отрывается от разреза, в котором она выявлена. Но как только возникает необходимость абстрагирования от разреза, сразу становится ясным, что обойтись без “второстепенных” событий “появление/исчезновение” при установлении границ дискретных зон не удастся. Это хорошо видно на тех схемах, которые Ге приводит в своей работе и в частности на фиг. 1. 1, которая воспроизводится в настоящей статье (рис. 3). Здесь границы дискретных зон (А, В и С) как раз и проводятся по появлению и исчезновению соответствующих видов. По этому критерию на том же самом фактическом материале можно построить непрерывную шкалу с выделением семи зональных подразделений. По существу дискретные биохронологические шкалы (т.е. шкалы со строго определенным положением границ зон) получают при разрежении подразделений непрерывных шкал, что может быть полезно для усиления их корреляционных возможностей. В ином случае, когда точное определение границ не дано, мы получим дискретную биостратиграфическую шкалу, подразделения которой устанавливаются только по совместному нахождению определенных видов (опель-зоны, комплексные зоны и т.п.). Таким образом, при построении биохронологической шкалы избежать решения проблемы ее непрерывности едва ли возможно.

Непрерывность биостратиграфических шкал принято связывать с критерием так называемой смыкаемости смежных зональных подразделений

(Раузер-Черноусова, 1967). По-видимому, должно быть ясно, что непрерывная охарактеризованность разреза ископаемыми и возможность выделения комплексных зон, не разделенных “пустыми” интервалами в каком-то разрезе, не дает полной гарантии смыкаемости зон в хронологическом смысле. Например, если граница смежных стратозон связана с выпадением части разреза или имеет фациальную природу, то при переходе в новый разрез смыкаемости тех же самых зон может и не быть.

Применительно к БХШ требование смыкаемости уместно изменить на требование хронологической непрерывности шкалы. Я думаю, что это наиболее трудное требование и называемый в этой связи критерий преимущества зональных комплексов является недостаточно сильным, чтобы его удовлетворить. Наиболее приемлемой для построения непрерывной зональной БХШ является эволюционная (филогенетическая) основа. Распространение последовательных видов одной фратрии, развивающейся в процессе дивергентной эволюции, перекрывается во времени (рис. 4), что обеспечивает непрерывность построенной на этой основе шкалы. Наличие перекрытия в распространении смежных видов-индексов в разрезе гарантирует непрерывность шкалы даже в том случае, когда отдельные члены фратрии были пропущены.

По поводу возможности использования филогенезов в стратиграфии высказываются различные мнения, но все авторы согласны в том, что зональные подразделения, установленные на эволюционной основе, гарантированы от повторений и независимы от фаций. Необратимость эволюционного процесса и в самом деле является полезной при подборе хронологической последовательности видов-индексов. Однако в принципе можно набрать необходимый хронологический ряд видов одного или различных родов на чисто эмпирической основе без обращения к филогенезам, руководствуясь лишь их стратиграфическими взаимоотношениями. Этот подход был использован М.П. Рубелем (1982) при построении зональных биостратиграфических схем. Но ни он, как и никто другой, до сих пор не указали, как обойтись без филогенезов и чем их заменить при построении непрерывной последовательности зональных подразделений на биохронологической шкале. С моей точки зрения, скептическое отношение к использованию филогенетических линий ввиду их субъективности едва ли вполне оправдано. Реконструкция филогенетических линий должна проходить под строгим стратиграфическим контролем. При этом условия получаемые хронологические ряды форм не более субъективны, чем последовательность зональных форм, устанавливаемая исходя только из их стратиграфического положения в разрезе. В то же время, филогенетическая гипотеза имеет организующее значение при сборе и обработке ископаемого материала, позволяя вести целенаправлен-

ный поиск форм, принадлежащих одной или нескольким, сосуществующим во времени родственным эволюционным линиям. При использовании филогенезов для построения БХШ некоторая умозрительность совершенно неизбежна и поэтому следует особенно ужесточить стратиграфический контроль при подборе хронологической последовательности видов-индексов, в частности, потребовать, чтобы элементарная (трехзонная) биохронологическая шкала была построена на одном или немногих близко расположенных разрезах (Черных, 1995).

Таким образом, непрерывность биостратиграфических шкал достигается чисто эмпирически: путем выделения дополнительных комплексов в разрезах, где между известными зонами обнаруживается хиатус. В качестве контроля используется критерий преемственности состава смежных комплексов.

Непрерывность биохронологических шкал обеспечивается целенаправленными поисками ранее не установленных членов (видов, подвидов, морфотипов) в эволюционной последовательности форм, использованных в качестве основы для построения шкалы. Если эволюционный ряд форм обнаруживает направленное развитие по определенному признаку, то его пополнение вновь обнаруженными формами и установление их положения в хронологической последовательности значительно облегчается, и можно утверждать, что морфологические тренды представляют наиболее подходящую основу для обеспечения непрерывности БХШ.

в) Увеличение точности корреляции БХШ

Прежде чем обсуждать возможность увеличения точности корреляции, необходимо разъяснить, что подразумевается под “точностью” корреляции, выполняемой по БХШ. Напомним, что сопоставление объектов, выполняемое по зональной хронологической шкале, состоит в их хронологическом отождествлении, т.е. в отнесении сопоставляемых объектов к одному или нескольким зональным подразделениям шкалы. В силу минимальной размерности зонального подразделения любой объект может быть выражен на шкале только целочисленным количеством зон. При этом мы оставляем без внимания тот факт, что границы сопоставляемых объектов занимают внутри зональных подразделений в конкретных разрезах различное положение. Независимо от этого два сопоставляемых объекта считаются хронологически тождественными, если они размещаются в пределах одинакового числа одноименных зон. Ясно, что в этом случае точность сопоставления определяется детальностью зональной БХШ и не выходит за рамки зонального подразделения.

Вопрос о пределе допустимой погрешности биостратиграфической корреляции затронут в одной из работ Л.Л. Халфина (1972). Несмотря на то, что его выводы не расходятся с тем, что до сих пор было сказано в данном разделе, мне хотелось бы дать короткий комментарий к самому подходу в решении проблемы в указанной работе. Л.Л. Халфин в качестве инструмента корреляции рассматривает не шкалу, а зону распространения (биозону) некоторого архистратиграфического вида *N*. По-видимому, базисом соответствующей шкалы, составленной из ряда биозон, сменяющих друг друга без перерывов и перекрытий, может быть только филетическая эволюция последовательно трансформирующихся друг в друга видов – процесс гипотетический и, во всяком случае, не выявленный на реальном палеонтологическом материале. Такие хронологические шкалы мы знаем из истории королевских династий (“Король умер. Да здравствует король!”), однако факты из палеонтологической истории свидетельствуют о перекрытии диапазонов последовательно существующих родственных видов. Маркировка БХШ по уровням возникновения последовательных видов-индексов с частично перекрывающимися интервалами распространения (рис. 4, 5) обеспечивает, с одной стороны, непрерывность шкалы, а с другой – является источником возможного снижения точности выполняемой с ее помощью корреляции. Так, если в одном из разрезов (*I*) вид-индекс A_2 и последующий вид-индекс A_3 появляются раньше, чем в другом разрезе (*II*), то корреляция некоторого стратона (горизонтальная штриховка) в этом случае может быть выполнена с точностью до “зоны + вышележащая зона” (рис. 4). Это, собственно, и есть максимальная погрешность, которую допускает БХШ при корреляции. Вместе с тем, остается в силе сказанное ранее о максимальной точности БХШ, не выходящей за пределы минимального подразделения шкалы – зоны.

Требуется оговорки тот способ, к помощи которого прибегал в своих рассуждениях Л.Л. Халфин для установления факта одновременного появления архистратиграфического вида (*a* я – видов-индексов) в разных разрезах. Я имею в виду внешнюю шкалу времени, которая у Л.Л. Халфина присутствует в виде безразмерной “стрелы времени”, а у меня в виде условной линейки (рис. 4, 5), что не меняет существа приема. Поскольку реально мы не имеем хронометрических шкал, то эти умозрительные построения служат лишь для иллюстрации возможных ошибок (“пределов допустимой погрешности” – по выражению Л.Л. Халфина) при выполнении корреляции с помощью биохронологических шкал. Однако это не должно создать иллюзии, что и средствами биохронологии возможен контроль или оценка хронометрической точности выполняемой корреляции.

Исходя из всего сказанного, можно сделать вывод, что для увеличения точности корреляции на

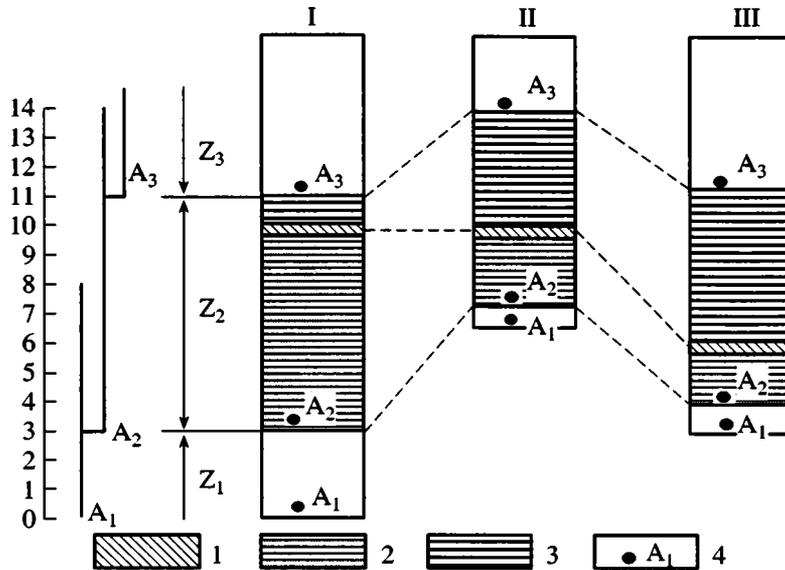


Рис. 4. Снижение точности корреляции в связи с использованием внутризонального литологического репера A_1, A_2, A_3 – эволюционная последовательность видов рода A ; Z_1, Z_2, Z_3 – зональные подразделения биохронологической шкалы; I–III – коррелируемые разрезы; 1 – бентонитовый прослой; 2 – подтуфовая часть зоны Z_2 ; 3 – надтуфовая часть зоны Z_2 ; 4 – точки первого появления видов рода A в разрезах; слева – хронометрическая шкала.

биохронологической основе необходима детализация шкал. Чем подробнее разработана гомотаксальная последовательность хронологических реперов, на которой строится зональная БХШ, тем значительнее наши возможности в хронологическом отождествлении все более мелких подразделений разрезов. Только дробность коррелируемых

подразделений разрезов является объективным показателем хронологической точности шкалы. Однако даже самая детальная (“точная”) биохронологическая шкала, хотя бы и построенная на основе изучения ортостратиграфической группы, вопреки широко бытующему мнению, не решает задачу “установления и прослеживания изохронных уровней” (Степанов, Месежников, 1979, с. 363). Это – прерогатива хронометрических шкал, которых в арсенале стратиграфии пока не имеется, а, следовательно, и нет возможности дать сравнительную оценку времени появления или исчезновения одноименных форм в разных разрезах. Существующие зональные шкалы являются хронологическими и с их помощью можно провести только хронологическое отождествление тех или иных событий, запечатленных в геологической летописи. Но и такое отождествление может быть вполне с предельной точностью до минимального подразделения шкалы, т.е. в нашем случае до зоны.

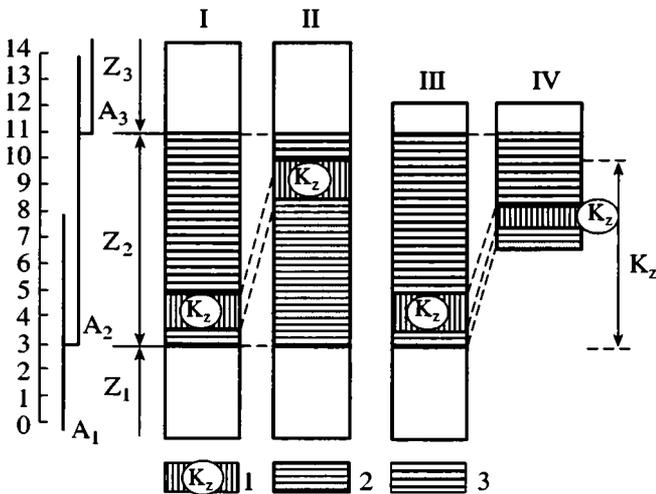


Рис. 5. Снижение точности корреляции в связи с политаксонным расчленением разрезов

A_1, A_2, A_3 – эволюционная последовательность видов рода A ; Z_1, Z_2, Z_3 – зональные подразделения биохронологической шкалы; I–IV – коррелируемые разрезы; 1 – комплексная зона K_2 ; 2 – нижняя часть зоны Z_2 ; 3 – верхняя часть зоны Z_2 ; слева – хронометрическая шкала; справа стрелками показан полный интервал распространения комплексной зоны K_2 .

2) Увеличение детальности БХШ

Здесь мне хотелось бы показать, что детализация биохронологической шкалы при условии сохранения универсальности и точности корреляции должна быть осуществлена теми же средствами, с помощью которых она построена.

Как уже ранее говорилось, наиболее оптимальная маркировка зональных БХШ осуществляется по рубежам возникновения последовательных видов, принадлежащих одной эволюционной линии. Именно в таком варианте маркеры отличаются рядом особенностей, определяющих

их уникальность (неповторимость), а также уникальность их последовательности. Каждый маркер БХШ имеет имя собственное и может быть идентифицирован в разном местонахождении. В отличие от палеонтологических, реперы иной природы – палеомагнитные, литологические, тектонические, климатические и т.п. – не имеют четко выраженной индивидуальности и не могут быть строго идентифицированы в различных разрезах. Несмотря на возможную краткость, а в отдельных случаях и глобальность проявления таких событий, их использование для построения соответствующих хронологических шкал без помощи БХШ едва ли возможно. С этой точки зрения, можно условно разделить хронологические маркеры на самостоятельные (это главным образом палеонтологические реперные события) и несамостоятельные (палеомагнитные, некоторые литологические – типа маломощных пепловых прослоев, темпеститов, тайдалитов, эвстатические и т.п.).

Проанализируем возможные следствия при детализации БХШ путем введения в зональные подразделения несамостоятельных реперов. Рассмотрим два удаленных на значительное расстояние разреза, в которых с помощью БХШ установлены одноименные стратозоны Z_2 по уровням появления последовательных видов-индексов A_1 , A_2 и A_3 . Истинное положение тейльзон этих видов в каждом разрезе оценивается по условной шкале, приведенной в левой части рисунка (рис. 4). По этой же шкале можно определить и биозоны видов. В первом разрезе тейльзоны видов близки их биозонам, и стратозона охватывает полный стратиграфический диапазон. Во втором разрезе тейльзоны этих же видов сокращены. В этой связи стратозона представлена в сокращенном и несколько искаженном виде: ее верхняя граница оказалась в пределах следующей зоны. Внутри стратозон в обоих разрезах присутствуют маломощные прослои бентонитов, в отношении синхронности которых мы абсолютно уверены. Введя данный репер в БХШ, мы получаем более детальную шкалу, которая как будто бы позволяет разделить зону на две части: нижнюю – подтуфовую и верхнюю – надтуфовую. Однако, как можно убедиться, глядя на рисунок, корреляция с помощью новой шкалы нижней части стратозоны приводит к усилению ошибки по сравнению с той, которую мы бы допустили, коррелируя просто нижнюю половину (по мощности) стратозоны первого с нижней же половиной стратозоны второго разреза. Нет нужды говорить о том, что в случае, когда ошибочно сопоставляются разновозрастные бентонитовые прослои, находящиеся в разных разрезах внутри одной и той же, но поразному представленной стратозоны (корреляция разрезов II и III), введение прослоя бентонитов в качестве нового маркера для детализации прежней шкалы приводит к еще большему снижению точности корреляции. Можно, по-видимо-

му, констатировать, что введение несамостоятельных реперов в хронологические шкалы может в лучшем случае сохранить, не может усилить и часто снижает точность корреляции. Это связано с тем, что с помощью зональной БХШ мы не можем определить истинное положение внутризонального репера на шкале, и с тем, что одноименные стратозоны в разных разрезах чаще всего представлены в разном объеме.

Предпринимаются попытки детализировать БХШ на основе включения в нее зон, устанавливаемых в конкретных разрезах по какой-либо другой группе ископаемых. Однако введение в зональные подразделения новых границ на основе того, что в разрезах они “рассекают и дробят ранее выделенные зоны” (Гладенков, 1995, с. 7), не повышает точность корреляции по детализированной таким образом шкале, как и в ранее рассмотренном случае с бентонитовым маркером. Более того, неопределенность корреляции возникает не только от изменения представительности зональных подразделений прежней шкалы в разных разрезах, но и от вариаций положения введенной в шкалу зоны (по некоторой другой группе ископаемых) в пределах стратозоны, установленной по инициальной шкале. Снижение точности корреляции стратонтов по детализированной таким образом шкале демонстрирует рисунок 5.

Детализация БХШ должна выполняться путем дробления самого базисного процесса, на котором построена шкала. Если при построении БХШ в качестве основы использован видообразовательный процесс, то для детализации зональных (видовых) подразделений ничего другого не остается, кроме выделения в нем более подробных последовательных стадий становления видовых таксонов. Это хорошо известный путь, которым давно пользуются палеонтологи-стратиграфы, выделяя подвиды, морфы или морфологические тренды, в которых направленные изменения фиксируются не только на видовом, но и на внутривидовом уровне.

Вероятно, требует оговорки случай детализации биостратиграфических шкал, границы зональных подразделений которых имеют фациальную природу, и шкалы используются в пределах одного бассейна осадконакопления. Введение в такую шкалу дополнительных литологических реперов, выдержанных в пределах данного региона, или новых палеонтологических уровней, также имеющих фациальную природу, могут усилить детальность корреляции используемой шкалы, но только для ограниченных территориальных сопоставлений. Как мне кажется, все варианты предлагаемых Ю.Б. Гладенковым (1995) мер детализации касаются именно этого случая и не подходят для усовершенствования биохронологических шкал более широкого применения.

ВЫВОДЫ

1. Принципиальные отличия стратиграфических шкал определяются спецификой их базиса. С этой точки зрения возможно выделение двух типов стратиграфических шкал на палеонтологической основе: биохронологические, построенные на эволюционной последовательности видов (или формальных таксонов), и биостратиграфические, в основу которых положены данные о стратиграфическом распределении некоторых комплексов ископаемых форм. Положение границ зональных подразделений на биохронологической шкале строго определяется уровнем возникновения видов-индексов; границы зон на биостратиграфической шкале строго не определены и устанавливаются в интервале между комплексами. По этой причине точная корреляция границ стратонтов возможна только с помощью биохронологических шкал.

2. Зональные стратиграфические шкалы, построенные на палеонтологической основе, служат исключительно для цели корреляции стратонтов. Выделение в разрезе зон (стратозон) является промежуточной операцией применения стратиграфической шкалы для корреляции стратонтов.

3. Необходимо отличать зону, как наименьшее подразделение шкалы от стратозоны, как подразделения разреза. Последняя возникает как результат применения зональной шкалы к расчленению конкретного разреза путем условного совмещения границ зональных подразделений шкалы с ближайшими литологическими границами. Однако шкала не несет информации о том, какой именно частью данная зона представлена в разрезе. По этой причине положение границ дробных подразделений стратозоны (верхняя, средняя, нижняя части), устанавливаемых по литологическим признакам, не может быть зафиксировано на палеонтологической шкале и послужить основанием для ее детализации.

4. Непрерывность БХШ обеспечивается использованием эволюционной последовательности ископаемых форм, диапазоны распространения которых частично перекрываются; непрерывность БСШ контролируется преемственностью последовательных комплексов ископаемых и достигается на эмпирической основе путем выделения дополнительных зональных комплексов, заполняющих обнаруживающиеся в процессе применения шкалы стратиграфические hiatusы.

5. Хронологическая точность корреляции возрастает с увеличением частоты реперных событий, образующих гомотаксальную последовательность, используемую в качестве базиса хронологической шкалы. Корреляция практически может быть выполнена с предельной точностью "до зоны".

6. Детализация биохронологических шкал осуществляется теми же средствами, на основе которых она построена, т.е. путем уточнения эволюционного базиса – выделением ранее не обнару-

женных членов эволюционного ряда ископаемых форм. Введение в зональные подразделения биохронологических шкал интразональных реперов, отличных по своей природе от эволюционного базиса, на котором построена шкала, в лучшем случае может сохранить, не может усилить и чаще всего снижает точность корреляции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бодылевский В.И.* О стратиграфической зоне // Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер. 1964. Вып. 102. С. 25–32.
- Ганелин В.Г.* Три концепции теории стратиграфии и Стратиграфический кодекс СССР // Сов. геология. 1992. № 5. С. 77–81.
- Гладенков Ю.Б.* Перспективы инфразонального (микро-стратиграфического) расчленения осадочных толщ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 4. С. 3–15.
- Давыдов В.И.* О происхождении и развитии некоторых "псевдофузулин" // Палеонтол. журн. 1988. № 3. С. 10–21.
- Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М., 1974. 186 с. Рукопись, деп. в ВИНТИ, № 1749-74 Деп.
- Международный стратиграфический справочник // Под ред. Хедберга Х. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Найдин Д.П.* Так что же такое стратиграфия? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 2. С. 3–11.
- Раузер-Черноусова Д.М.* О зонах единых и региональных шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 7. С. 104–118.
- Рубель М.П.* К пониманию хронозоны // Современное значение палеонтологии для стратиграфии. Тр. XXIV сессии ВПО. Л.: Наука, 1982. С. 27–33.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С.* Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1979. 424 с.
- Стратиграфический кодекс (издание второе, дополненное). СПб: Межведомственный стратиграфический комитет, 1992. 120 с.
- Халфин Л.Л.* ПДП – предел допустимой погрешности при биостратиграфических сопоставлениях // Тр. СНИИГГиМС: Новосибирск, 1972. Вып. 146. С. 3–11.
- Черных В.В.* Биохронологические шкалы и зональная стратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 100–110.
- Черных В.В., Решеткова Н.П.* Зональное расчленение пограничных отложений карбона и перми западного склона Среднего и Южного Урала по конодонтам // Биостратиграфия и литология верхнего палеозоя Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 62–75.
- Чувашов Б.И., Мизенс Г.А., Дюпина Г.В., Черных В.В.* Опорный разрез верхнего карбона и нижней перми центральной части Бельской впадины. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 55 с.
- Chernykh V.V., S.M. Ritter.* Preliminary biostratigraphic assessment of conodonts from the proposed Carboniferous-Permian boundary stratotype, Aidaralash Creek, northern Kazakhstan // Permophiles. 1994. № 25. P. 4–7.
- Guex Jean.* Biochronological correlations. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, 1991. 252 p.

Рецензенты Ю.Б. Гладенков, А.И. Жамойда,
В.А. Прозоровский

УДК 56/112:551.71(571)

МИКРОФОССИЛИИ СИБИРСКОГО ГИПОСТРАТОТИПА РИФЕЯ (ОМАХТИНСКАЯ, КАНДЫКСКАЯ И УСТЬКИРБИНСКАЯ МИКРОБИОТЫ)

© 2002 г. А. Ф. Вейс, Н. Г. Воробьева

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 31.05.2000 г.

Рассмотрены результаты изучения органостенных микрофоссилий сибирского гипостратотипа рифея (Учуро-Майский регион) – представительных нижнерифейской учурской (омахтинской) и верхнерифейских уйских (кандыкской и устькирбинской) микробиот. Анализ обширного оригинального материала (свыше 90 проб) показал доминирование в омахтинской микробиоте только мелких и среднеразмерных *Leiosphaeridia*, *Muxococcoides*, *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Oscillatoriopsis* и других транзитных таксонов (более 20 родов и 30 видов). Выявленные новые местонахождения позволили существенно увеличить охарактеризованную микрофоссилиями часть омахтинских отложений (18 микрофитологических уровней в 7 обнажениях по сравнению с известными прежде 5 уровнями в 3 точках) и показали отсутствие в них крупных и сложно построенных морфотипов, наличие которых в нижнерифейских отложениях других регионов допускается при использовании изотопно-геохронологических данных. Микрофитологические особенности кандыкско-устькирбинского интервала верхнего рифея гипостратотипа обсуждаются на основании 120 отобранных авторами проб и привлечения литературных источников. На 8 микрофитологических уровнях в 10 местонахождениях (ранее было известно 6 уровней в 8 пунктах) встречены различные по представительности микробиоты. Доминантами самых богатых из них, наряду с поднимающимися снизу просто устроенными формами, являются *Chuaria*, *Simia*, *Valeria*, *Cucumiforma*, *Trachytrichoides*, *Polytrichoides*, *Arctacellularia*, *Palaeolyngbya*. Кроме того, на ряде уровней в уйских толщах впервые обнаружены *Trachyhystrichosphaera*, *Prolatoforma*, *Asperatofilum*, *Rectia*, *Germinosphaera*, *Caudosphaera* и некоторые другие морфотипы. Анализируются соотношения омахтинских и уйских микробиот с другими рифейскими сибирскими и типовыми южноуральскими ассоциациями микрофоссилий.

Ключевые слова. Рифей, биостратиграфия, микрофоссилии, микрофитологический уровень, терригенно-глинистые толщи.

Принятый в стратиграфии верхнего докембрия мультидисциплинарный подход к обоснованию общей и региональных шкал предполагает постоянное совершенствование основных методов расчленения и корреляции протерозойских толщ (Семихатов, 1995; 1997 и др.). В последние годы важным направлением такого совершенствования стало привлечение конкурирующих между собой геохронологической (биохронометрической) и биостратиграфической моделей развития древнейшей биосферы.

В рамках первого подхода при определении возраста конкретных микробиот во главу угла ставятся методически разнородные результаты изотопно-геохронологического датирования вмещающих микрофоссилии толщ (Semikhatov, 1991; Knoll, 1992, 1994, 1996; Knoll, Sergeev, 1995; Сергеев, 1997; Якшин, Файзуллин, 1997 и др.). Получаемая в итоге общая картина развития рифейской жизни находится в тесной зависимости от этих результатов и состоит из разобщенных в пространстве и во времени микробиот, а иногда и находок

отдельных морфотипов, интегрируемых в единый вертикальный ряд вне зависимости или даже вопреки их морфологическим особенностям (Xiao et al., 1997). Как показал опыт микрофитологических исследований, в ходе такой процедуры значительная часть сложно построенных таксонов неизбежно оказывается транзитной для всего рифея и их появление умозрительно увязывается с его подошвой. Избежавшие подобной участи микроостатки распределяются в соответствии с немногочисленными и мало выразительными рубежами изменения систематического состава микробиоты (например, “неопротерозойской революции”), возраст которых, подобно актуальным прежде фитолитовым рубежам (Крылов, 1985), устанавливается заново при каждом существенном пересмотре их хронометрических координат (примеры последней такой корректировки, см. Семихатов и др., 2000).

Альтернативная биостратиграфическая концепция возрастных преобразований микробиоты позднего протерозоя опирается на детальный фа-

циально-экологический анализ распределения палеосообществ в бассейнах того времени, на изучение представительных региональных последовательностей микрофоссилий и на поиск общих черт (гомотаксальности) этих последовательностей (Вейс, 1995, 1999). Выводы о возрасте конкретных микробиот – членов таких последовательностей – являются следствием корреляции вмещающих их отложений с южноуральским стратотипом рифея на биостратиграфической основе и вне прямой зависимости от изотопно-геохронологических или хемотратиграфических данных (Келлер, Янкаускас, 1980; Янкаускас, 1982; Пятилетов, 1988; Вейс, 1988; Вейс и др., 1998а; 2000, 2001 и др.). Названная концепция предъявляет ряд серьезных требований к анализируемому материалу, который должен происходить из наиболее полных и микрофитологически всесторонне изученных разрезов рифея, перспективных для выявления главных возрастных трендов преобразования древней микробиоты и оценки вклада эволюционных, палеоэкологических и тафономических факторов в этот процесс. Среди известных в настоящее время объектов, которые удовлетворяют перечисленным требованиям, лидирующие позиции на территории России принадлежат южноуральскому и учуро-майскому, а также дополняющим их туруханскому и анабарскому разрезам.

Одной из первоочередных задач микрофитологического анализа рифейских отложений указанных регионов является получение информации о таксономическом разнообразии и биологических связях микроорганизмов, населявших бассейны в начале и в конце рифея, необходимого для того, чтобы объективно оценить изменения микробных сообществ на границах названного зона. Требование строгого решения данной задачи еще более сужает круг исследуемых объектов, ибо из этого круга в значительной степени выпадает весьма важный разрез туруханского рифея, лишенный всей нижне-, а возможно, и среднерифейской составляющей (Хоментовский и др., 1985; Хоментовский, Наговицин, 1998; Комар, 1990; Шенфиль, 1991 и др.), а, отчасти, и анабарский разрез, возрастная интерпретация которого вызывает острую дискуссию (сравни: Горохов и др., 1991, 1997; Покровский, Виноградов, 1991; Sergeev et al., 1995; Вейс, Петров, 1994). Сказанное выдвигает на передний план необходимость исчерпывающего изучения на современном уровне микрофитологических особенностей южноуральского стратотипа и учуро-майского гипостратотипа рифея, и, в первую очередь, их нижне- и верхнерифейских микробиот.

К решению этой задачи в Учуро-Майском регионе исследователи не обращались уже более десяти лет (Пятилетов, 1988; Вейс, 1988; Вейс, Семихатов, 1989). Настоящая статья направлена

на восполнение данного пробела на основании накопленного авторами нового обширного материала (более 200 проб), отобранного из лучших разрезов учурской и уйской серий, которые начинают и завершают разрез учуро-майского рифея. Рассмотрим названный материал, привлекая в сравнительных целях литературные данные и используя в качестве стратиграфической канвы схему расчленения рифейских толщ региона, приведенную в монографии М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова (1983).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Обширный Учуро-Майский регион принадлежит двум важнейшим тектоническим элементам Восточной Сибири – юго-восточной окраине Сибирской платформы и прилегающей к ней западной периферии Верхояно-Колымского складчатого пояса. В соответствии с этим в пределах региона обособляются две различные области распространения рифейских отложений – стабильная Учуро-Майская плита на юго-западе и Юдомо-Майский рифтогенный прогиб на востоке (рис. 1). Учуро-Майская плита в междуречье Учур-а и Май разделена Омнинским поднятием на Учурскую и Майскую впадины, а субмеридиональный Юдомо-Майский прогиб, в свою очередь, подразделяется на ряд подчиненных структурных элементов (Нужнов, 1967; Пушаровский, 1972; Семихатов, Серебряков, 1983; Шенфиль, 1991). Отложения верхнего докембрия Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба различаются своей полнотой, обстановками накопления, мощностями и условиями залегания: на плите рифейские и несогласно перекрывающие их юдомские толщи лежат субгоризонтально, а в Юдомо-Майском прогибе смяты в коробчатые складки и разбиты серией крупных разломов, большинство из которых ориентировано параллельно оси прогиба.

Общая последовательность верхнедокембрийских отложений Учуро-Майского региона включает шесть крупных осадочных мегациклов или серий – учурскую, айчанскую, керпыльскую, лахандинскую, уйскую и юдомскую, пять нижних из них все исследователи причисляют к рифею, а шестую – к венду. Как отмечалось выше, в этой работе мы сосредоточим внимание на микрофоссилиях учурской и уйской серий, начинающих и завершающих их рифейскую последовательность в регионе.

Изотопно-геохронологические данные для учуро-майского рифея до недавнего времени ограничивались полученными в 60–70-е годы К-Аг датировками минералогически не изученных глауконитов. Эти датировки образовывали убывающий ряд значений от 1500–1360 млн. лет для учур-

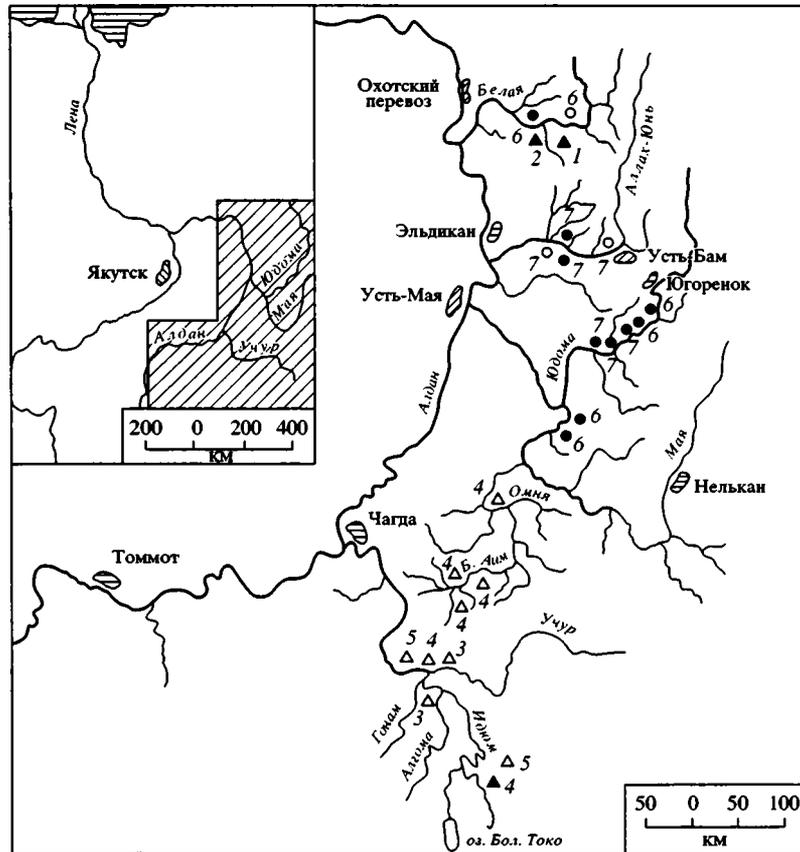


Рис. 1. Схематизированная карта местоположения точек отбора проб из отложений учурской и уйской серий в Учуро-Майском регионе Восточной Сибири.

1–5 (треугольники на схеме) – учурская серия: 1 – трехгорная, 2 – димская, 3 – гонамская, 4 – омахтинская, 5 – эннинская свиты; 6–7 (кружки на схеме) – уйская серия: 6 – кандыкская, 7 – устькирбинская свиты.

Черные треугольники и кружки – местонахождения микрофоссилий; светлые – точки отбора проб, лишённые микрофоссилий.

ской серии до 760–700 млн. лет для уйской (Семихатов, Серебряков, 1983). Более современная информация существенно сузила указанные рамки. Подстилающие учурскую серию и определяющие ее максимальный возраст вулканогенно-плутонические комплексы характеризуются U-Pb датировками 1703 ± 18 – 1727 ± 11 млн. лет (Larin et al., 1997), тогда как U-Pb возраст основных силлов, прорывающих уйскую серию, равен 974 ± 1 , 1005 ± 4 млн. лет, а их Sm-Nd возраст – 942 ± 18 млн. лет (Павлов и др., 1992; Rainbird et al., 1998). Приведенные и другие полученные недавно датировки заставили увеличить изотопный возраст важнейшей хроностратиграфической границы рифея (нижнего ограничения его каратавской эратемы) до 1030 млн. лет (Семихатов и др., 2000). Лишь с учетом этих корректив в рассматриваемом регионе могут быть выделены аналоги всех трех главных подразделений рифея. Вместе с тем альтернативные результаты K-Ar и Rb-Sr анализа валовых проб разновозрастных (в том числе учурских и уйских) глинистых пород позволили выска-

зать предположение о возможном соответствии всего учуро-майского рифея его одной среднерифейской эратеме (Виноградов, 1995; Виноградов и др., 2000).

Отложения учурской серии широко распространены в пределах одноименной впадины и обнажаются на небольшой площади в северной части Юдомо-Майского прогиба. В первой из этих структур серия имеет отчетливый трансгрессивный характер и состоит из трех свит: преимущественно песчаниковой гонамской, ритмично построенной карбонатно-терригенной омахтинской и глинисто-доломитовой с горизонтами песчаников эннинской (их мощность составляют соответственно 185–200, 170–180, 200–220 м). В северной части Юдомо-Майского прогиба в ядре Горностахской антиклинали обнажена терригенно-карбонатная последовательность пород трехгорной (1100–1200 м) и димской (1800–2000 м) свит, рассматриваемых большинством исследователей в качестве стратиграфических аналогов учурской серии. Нами отложения учурской серии изуча-

лись по всей полосе их развития по р. Белая, Идюм, Алгома, Большой Аим и Учур (рис. 1.).

Рифейский разрез региона завершает мощная силикокластическая уйская серия, включающая две регионально распознаваемые свиты – существенно песчаниковую кандыкскую и алевролит-аргиллитовую устькирбинскую, развитые, главным образом, в Юдомо-Майском прогибе (их мощность здесь достигает 3000 и 1500 м). Вне его они известны лишь на восточной окраине Майской впадины, где от предъюдомского размыта сохранилось около 220 м песчаников и алевролитов кандыкской свиты. Отложения уйской серии опробовались нами в ряде пунктов, в которых развиты наиболее благоприятные для микрофитологического анализа разности пород (р. Белая, Аллах-Юнь, Юдома, Мая; рис. 1).

Предваряя детальное рассмотрение полученных данных отметим, что в ходе проведенных исследований лабораторному анализу было подвергнуто в общей сложности более 200 проб, примерно в половине из которых встречены редкие, либо обильные микроостатки хорошей и удовлетворительной сохранности. Принятая нами классификация учурских и уйских органостенных микрофоссилий и методика выделения их из породы не отличались от описанных ранее (Вейс, Воробьева, 1992, 1993) и поэтому подробно здесь не обсуждаются. Рассмотрим таксономический состав изученных микробиот.

МИКРОФОССИЛИИ УЧУРСКОЙ СЕРИИ

Микрофоссилии этой серии до настоящего времени были относительно подробно изучены лишь в трех местонахождениях в омахтинской свите в южной части Учурской впадины на р. Идюм (Вейс, Семихатов, 1989). Кроме того, в литературе имеются указания на одиночные находки предположительно учурских органостенных сфероморфид, представленных отвергнутыми ныне таксонами (Тимофеев, 1966, 1969), и на наличие в кремнях из омахтинской свиты на р. Учур редких коккоидных форм *Muxococcoides solitaria* Kol., *Dzhandophyton globosus* Kol. и *D. formosus* Kol. (Колосов, 1982). Однако валидность двух последних таксонов оспаривается (Микрофоссилии..., 1989), а первый, скорее всего, является младшим синонимом ранее выделенных видов самых простых миксококкоидесов. Наши исследования, проведенные в 1979–1993 гг. в северной части Учурской впадины по рр. Учур, Алгома, Аим и Большой Аим (рис. 1) показали, что развитые здесь крайне мелководные и приближенные к берегу (Семихатов, Серебряков, 1983) отложения учурской серии содержат лишь очень редкие микрофоссилии, выявленные в омахтинской свите. В отобранных здесь 54 пробах были определены только единичные среднеразмерные *Leiosphaeridia*,

а в 20 пробах из гонамской и эннинской свит микрофоссилии вообще не были обнаружены. Гораздо более плодотворным в микрофитологическом отношении оказалось изучение отложений омахтинской свиты в южной части названной впадины, где была выявлена представительная микробиота. Эти отложения накапливались в относительно более глубоководных и удаленных от берега обстановках, защищенных от интенсивного притока обломочного материала.

В другой главной области развития нижнерифейских отложений – в северной части Юдомо-Майского прогиба, микрофитологическому анализу подверглись породы трехгорной свиты, вскрытые в ядре Горностахской антиклинали по руч. Светлый (из 18 проб 4 содержали микрофоссилии) и димской свиты в ее выходах по р. Трехгорка (из 14 проб 2 заключали микрофоссилии) и в долине р. Белой (12 отобранных и 5 охарактеризованных микрофоссилиями проб). В обеих свитах были встречены сходные по таксономическому составу очень бедные наборы форм, включающие редкие мелкие темные *Leiosphaeridia* (до 60 мкм), единичные *Satka* (до 50 мкм), колониальные коккоидные *Muxococcoides* (диаметр клеток 8–10 мкм), нитчатые чехлы *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides* (шириной 3–4 и 10–14 мкм).

Ниже приведены данные о составе омахтинской микробиоты, обнаруженной в южной части Учурской впадины в одном из лучших разрезов этой свиты, вскрытом в среднем течении р. Идюм, выше и ниже устья руч. Малый Сивагликан. Изученные отложения имеют здесь характерное ритмичное строение и распадаются на три толщи (Семихатов, Серебряков, 1983). Первые полученные нами данные о таксономическом составе встреченных здесь микроостатков (Вейс, Семихатов, 1989) были существенно расширены для каждой из упомянутых толщ. Рассмотрим микрофитологическую специфику этих толщ. Полный таксономический состав встреченных микроостатков и их стратиграфическая привязка к изученным разрезам показаны на рис. 2, а наиболее характерные морфотипы изображены на палеонтологических таблицах I и II. Выделенные восемнадцать микрофитологических уровней пронумерованы снизу вверх и приведены в единой для всей омахтинской свиты последовательности.

Первая толща видимой мощностью 130–140 м (первый–шестой микрофитологические уровни) полнее всего представлена в выходах на р. Идюм, на участке от 6 до 15 км ниже устья руч. Малый Сивагликан. Ранее на этом участке подробно изучалось лишь одно обнажение, расположенное на правом берегу р. Идюм в 9.5 км ниже упомянутого ручья. Из интервала около 16 м по мощности, приуроченного к нижней части толщи, здесь было отобрано 12 проб, в 5 из которых присутствовали

микроостатки, принадлежавшие к 6 родам и 6 видам (Вейс, Семихатов, 1989). Рассматриваемый новый материал включает 22 пробы. Микрофоссилии встречены в 9 пробах, отобранных на шести дискретных уровнях в трех обнажениях на правом берегу р. Идюм – в 14, 9.5 и 6 км ниже устья руч. Мал. Сивагликан. К сожалению, нижняя толща содержит очень мало благоприятных для микрофитологического анализа темноцветных глинистых пород. Поэтому новые данные лишь незначительно расширяют ее палеонтологическую характеристику. Проанализируем характерные особенности микрофоссилий, встреченных на упомянутых уровнях.

Первый и второй уровни (правый берег р. Идюм в 14 км ниже устья руч. Мал. Сивагликан; по одной пробе с микрофоссилиями на каждом уровне) охарактеризованы только редкими толстостенными сильно корродированными *Leiosphaeridia* (30–70 мкм в диаметре) и небольшими бесформенными колониями *Мухососсоидес* (размер клеток 8–10 мкм).

Третий–пятый уровни (правый берег р. Идюм в 9.5 км ниже устья руч. Мал. Сивагликан; по две пробы с микрофоссилиями на каждом уровне) содержат несколько более богатый набор форм. Ранее здесь были обнаружены немногочисленные *Leiosphaeridia* и *Nucellosphaeridium* (диаметр 10–55 мкм), а также единичные *Oscillatorioris*, *Суанопета* и *Gloeodiniopsis*. В новом материале размер лейосферидий возрос до 90 мкм, обнаружены скопления оболочек размером до 40 мкм каждая и редкие осцилляториевые трихомы (шириной 6–8 мкм), но представители *Суанопета* и *Gloeodiniopsis* не встречены. Их место в изученной выборке занимают колониальные коккоидные *Мухососсоидес* (размер клеток 12–14 мкм) в сочетании с чехлами *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides* (шириной 3–4 и 8–14 мкм соответственно).

Шестой уровень (правый берег р. Идюм в 6 км ниже устья руч. Мал. Сивагликан; одна проба с микрофоссилиями) включает бедный набор мелких и среднеразмерных акритарх *Leiominuscula* (8–10 мкм), *Leiosphaeridia* и *Nucellosphaeridium* (30 и 70 мкм в диаметре), колониальных коккоидных *Мухососсоидес* (размер клеток 14–16 мкм) и чехлов *Eomycetopsis* (2–3 мкм шириной), образующих небольшие дерновины.

Вторая толща мощностью 160–180 м (седьмой–одиннадцатый микрофитологические уровни) вскрывается в частично дополняющих друг друга обнажениях в долине р. Идюм ниже и выше устья руч. Мал. Сивагликан. Ранее нами детально изучался 13-метровый фрагмент ее верхней части, приуроченный к выходу на левом берегу р. Идюм в 1.8 км выше устья руч. Мал. Сивагликан. Из восьми взятых здесь проб микрофоссилии были обнаружены только в двух, отобранных по прости-

ранию из доломитистых аргиллитов на единственном уровне, расположенном в 2.4–2.6 м от основания указанного фрагмента. Встреченные формы принадлежали 11 родам и 12 видам (Вейс, Семихатов, 1989).

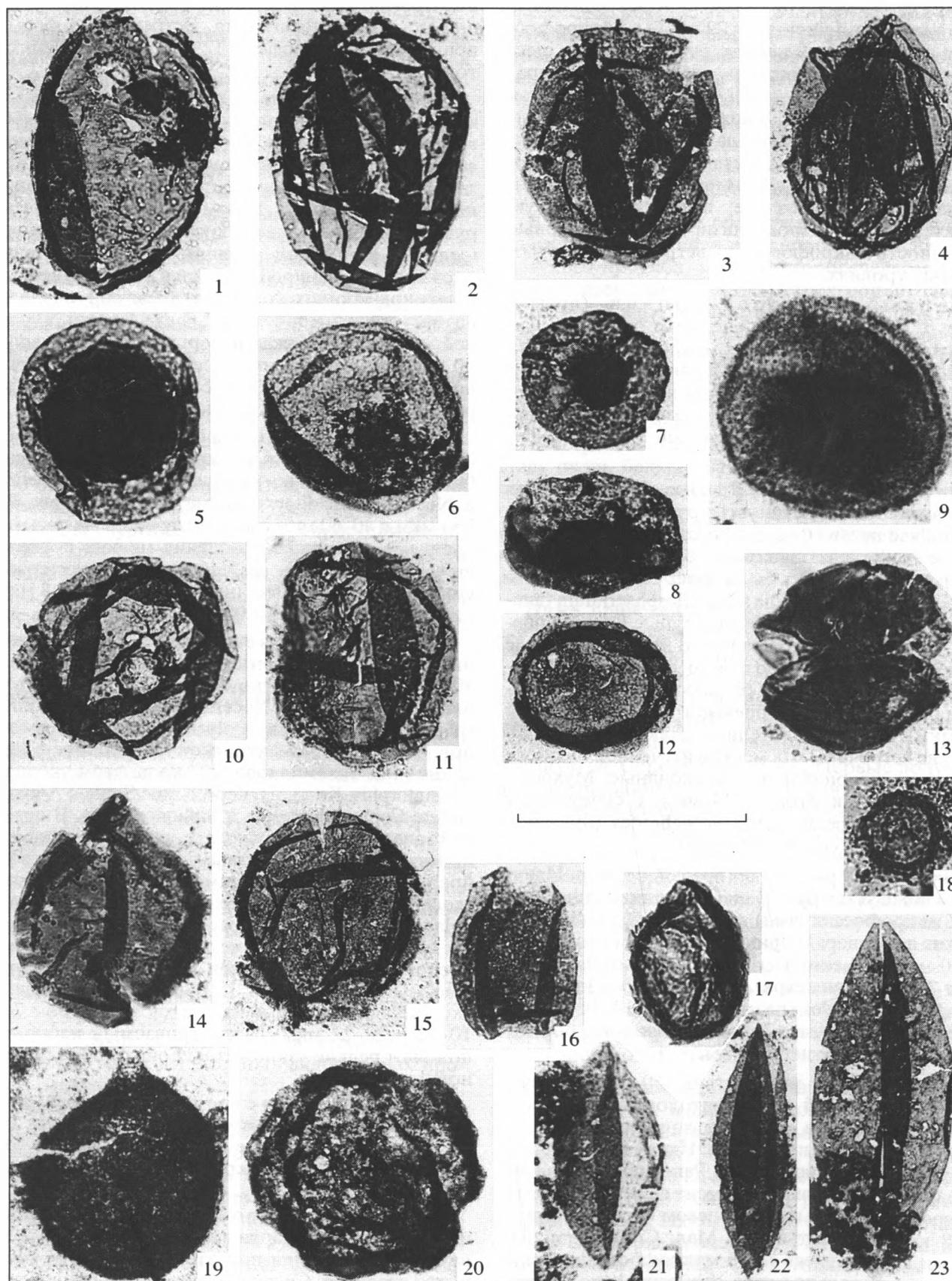
В новом материале, включающем 28 проб, микрофитологически охарактеризованный диапазон второй толщи (14 проб с микроостатками) существенно расширен. Это расширение произошло как за счет обнаружения двух новых местонахождений на правом берегу р. Идюм в 0.5 км ниже устья руч. Мал. Сивагликан и сразу выше последнего (седьмой и восьмой уровни), так и увеличения числа находок микрофоссилий в ранее изученных и перекрывающих их породах (девятый–одиннадцатый уровни). Единственный из названных уровней – девятый, прежде исчерпывал информацию об известных здесь микроостатках. Микрофитологическая специфика рассматриваемого материала заключается в следующем.

Седьмой и восьмой уровни содержат немногочисленные акритархи *Leiominuscula* (диаметром до 10 мкм) в сочетании с *Leiosphaeridia* и *Nucellosphaeridium* с размерами оболочек 30–160 мкм и 40–60 мкм соответственно, а на восьмом уровне и единичные скопления мелких коккоидных *Мухососсоидес* sp., имеющие характерные удлиненные очертания (диаметр клеток 7–8 мкм, размер скоплений 40 × 90 мкм).

Девятый уровень ранее включал доминирующие *Leiosphaeridia* (диаметр оболочек 30–130 мкм), совместно с которыми были встречены более редкие *Nucellosphaeridium*, *Germinosphaera* (=Sivaglicana), *Polycavita* и ряд морфотипов, известных в омахтинской микробиоте в виде единичных экземпляров только на этом уровне – *Stratimorphis*, *Konderia*, небольшие *Simia* и *Aimia*, а также *Coniunctiophycus* и *Siphonophycus*. В новом материале присутствуют все указанные формы, кроме *Konderia*, с точным повторением своих прежних размерных параметров. Помимо этого, здесь обнаружены колониальные коккоидные *Palaeoanacystis* и *Мухососсоидес*. Первые образуют плотные субсферические агрегаты (размер клеток 5–6 мкм; агрегатов 100 × 120 мкм), а вторые – небольшие (до 150 мкм) бесформенные скопления, состоящие из клеток диаметром 7–8, 10–12 и 20–22 мкм. Рассматриваемый набор дополняют редкие узкие чехлы *Eomycetopsis* (шириной 4 мкм).

Десятый уровень включает только немногочисленные *Leiosphaeridia* (диаметром 20–80 мкм), самые мелкие из которых имеют толстостенную, а более крупные – тонкостенную оболочку.

На одиннадцатом уровне обнаружены обильные акритархи и колониальные коккоидные микрофоссилии при отсутствии морфотипов иного строения. Среди акритарх доминируют тон-



костенные *Leiosphaeridia* (диаметр 40–120 мкм), в том числе *L. bicrura* Jank. и *L. incrassatula* Jank., часто образующие скопления, состоящие из нескольких или многих оболочек. Здесь же встречаются *Nucellosphaeridium* (до 40 мкм), делящиеся формы и небольшие оболочки (30–40 мкм) неясной таксономической принадлежности, образованные агрегатами плотно упакованных темных гранул (размер гранул 1–2 мкм). Колониальные коккоидные микроостатки представлены поднимающимися снизу *Mucosocoides* (размер клеток 8–10; 14–16; 18–20 и 30–32 мкм) и *Coniunctiophycus* (размер клеток 10–20 мкм, диаметр колоний 100–120 мкм, агрегатов колоний – до 200–220 мкм), а также имеющими палмеллоидный облик колониями *Eoentophysalis* (диаметр клеток, находящихся на стадии разложения *capsulata* и *capsuloruncata*, составляет 3–4 мкм).

Третья толща общей мощностью 48–50 м (двенадцатый–восемнадцатый микрофитологические уровни) изучалась на правом берегу р. Идум в 4 км выше устья руч. Малый Сивагликан. Прежде микрофитологически здесь был опробован 13-метровый интервал ее средней части из которого происходили 34 пробы, но лишь в 8 пробах, отобранных в нижних 5 м этого интервала из аргиллитов двух соседних ритмов, были обнаружены обильные и морфологически разнообразные микроостатки, которые включали преобладающую часть всех встреченных омахтинских форм. В этих пробах присутствовало 18 родов и 26 видов микроостатков (Вейс, Семихатов, 1989).

Новый материал происходит из того же обнажения на р. Идум и включает 49 проб, отобранных из интервала 25 м мощностью. Этот интервал охватывает упомянутый 13-метровый фрагмент, который дополняется на 2 м вниз (отобрать здесь пробы удалось из-за низкого уровня воды в р. Идум) и надстраивается на 10 м вверх. Анализируемые пробы распределены по всему данному интервалу относительно равномерно. При этом 20 проб, специально взятых из неблагоприятных для микрофитологического анализа существенно

карбонатных прослоев, окрашенных в светлые тона, не содержали определимых форм. Другие 29 проб, представленные в основном темноцветными аргиллитами, заключали различные по обилию наборы микрофоссилий, которые приурочены к семи микрофитологическим уровням, второй и третий из которых (тринадцатый и четырнадцатый в общей последовательности) до настоящего времени исчерпывали палеонтологическую характеристику третьей толщи. С учетом новых данных эта характеристика выглядит следующим образом (рис. 2).

Двенадцатый уровень включает только редкие тонко- и толстостенные акритархи *Leiosphaeridia* (диаметр оболочки 70–90 мкм), в том числе экземпляры с мозолевидным утолщением *L. incrassatula* Jank. и с медианным разрывом *L. bicrura* Jank.

Тринадцатый уровень содержит более разнообразный набор микроостатков. Ранее отсюда указывались многочисленные акритархи (диаметр до 150 мкм) и уступающие им в количественном отношении колониальные коккоидные и нитчатые микрофоссилии. Те и другие принадлежали в общей сложности к 11 родам и 19 видам. Помимо обычных для нижнего рифея транзитных *Leiosphaeridia*, *Nucellosphaeridium*, *Pterospermopsis*, *Mucosocoides*, *Leiotrichoides* и *Eomycetopsis*, здесь указывались более редкие в отложениях этого возраста *Germinosphaera* (=Sivaglicania), *Satka* и *Palaeopleurocapsa*, а также почти неизвестные в глинистых толщах, явно аллохтонные *Eoentophysalis*. В новом материале присутствуют все указанные морфотипы, совместно с которыми встречены частые тонко- и толстостенные *Leiosphaeridia* (диаметр – до 180 мкм; размерные пики приходится на 70–90 мкм и 110–140 мкм), окаймленные *Simia* двух размерных генераций (30 мкм и 80–100 мкм), а также единичные слабо прозрачные в проходящем свете бугорчатые оболочки, отнесенные к *Polycavita* диаметром 100 мкм.

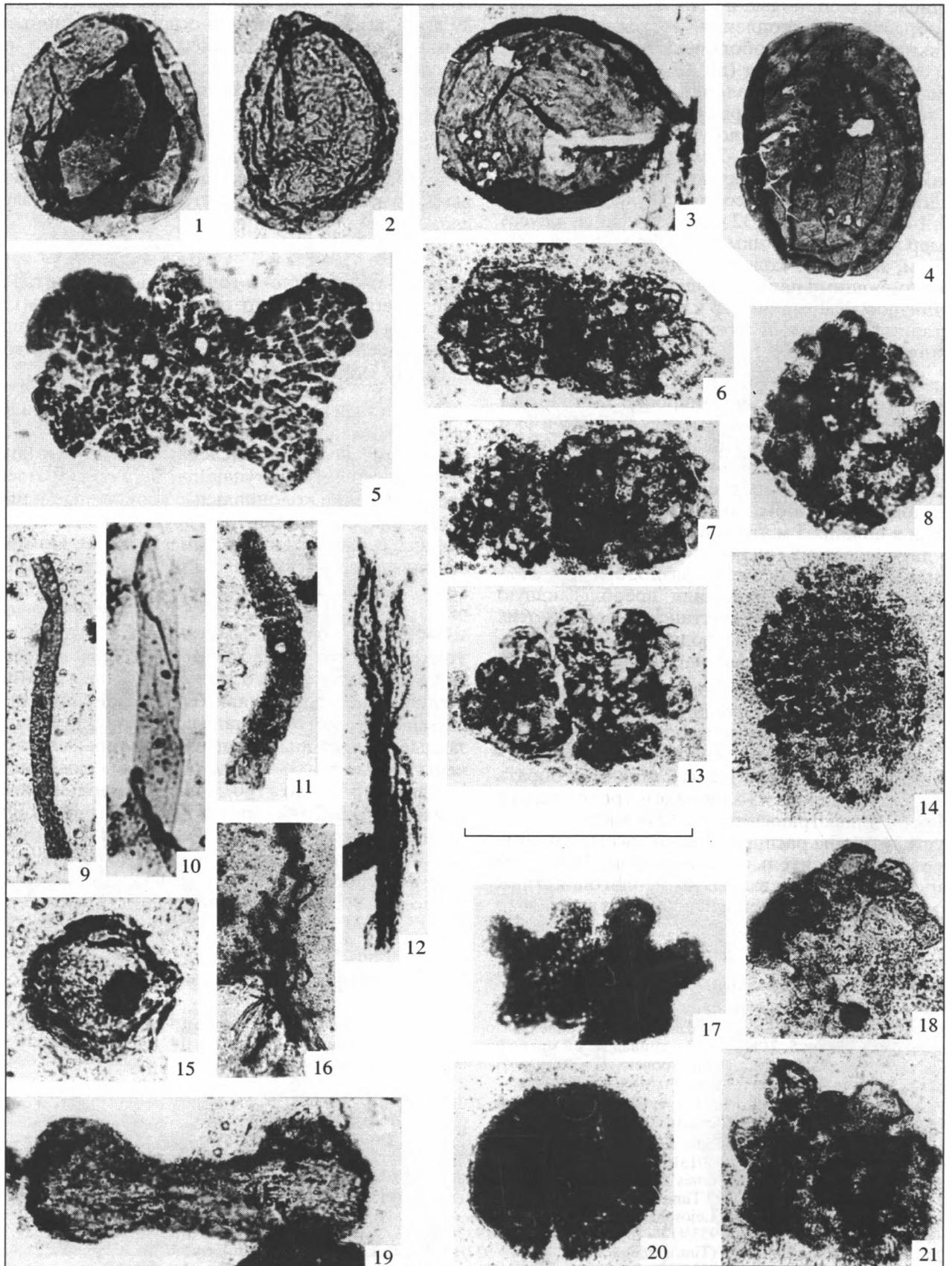
Таблица I. Микрофоссилии омахтинской свиты учурской серии нижнего рифея Учуро-Майского региона.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

8, 13 – одиннадцатый микрофитологический уровень, вторая толща; правый берег р. Идум в 0,5 км ниже устья руч. Мал. Сивагликан; 5, 7, 11, 16, 17 – тринадцатый микрофитологический уровень, 1–4, 9, 10, 12, 14, 15, 18–23 – четырнадцатый микрофитологический уровень, 6 – семнадцатый микрофитологический уровень, третья толща; правый берег р. Идум в 4 км выше устья руч. Мал. Сивагликан.

Размер масштабной линейки: 1, 4, 9, 10, 12, 20 – 120 мкм; 2, 3, 6–8, 11, 15 – 100 мкм; 5, 13, 14, 16, 18, 19 – 80 мкм; 17 – 60 мкм; 21 – 180 мкм; 22 – 200 мкм; 23 – 160 мкм.

1–4, 10–12, 14, 15 – *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack; 1 – экз. № 933/1319, 2 – экз. № 933/1414, 3 – экз. № 933/1311, 4 – экз. № 933/1306, 10 – экз. № 933/1310, 11 – экз. № 933/1301, 12 – экз. № 933/1301, 14 – экз. № 933/1304, 15 – экз. № 933/1317. 5 – *Pterospermopsis pileiformis* Tim., emend. Mikh.; экз. № 933/4178. 6 – *Leiosphaeridia incrassatula* Jank.; экз. № 933/2119. 7 – *Nucellosphaeridium minutum* Tim.; экз. № 933/4152. 8 – *Konderia* sp.; экз. № 934/5144. 9 – *Pterospermopsis granulata* Mikh.; экз. № 933/1510. 13 – *Leiosphaeridia bicrura* Jank.; экз. № 934/5215. 16, 17 – *L. crassa* (Naum.), emend. Jank.; 16 – экз. № 933/41106, 17 – экз. № 933/4125. 18 – *Simia* sp.; экз. № 933/7223. 19 – *Germinosphaera tadasii* A. Weiss; экз. № 933/1529. 20 – *Leiosphaeridia laminaria* (Tim.), emend. Mikh.; экз. № 933/1318. 21–22 – *L. jacutica* (Tim.), emend. Mikh. et Jank.; 21 – экз. № 933/1411, 22 – экз. № 933/7270, 23 – экз. № 933/1428.



Четырнадцатый уровень отличается наибольшим богатством микрофоссилий среди прочих омахтинских уровней. Согласно прежним данным здесь присутствовало 18 родов и 26 видов микроостатков различного строения. Основу этого набора составляли общие с нижележащим уровнем повсеместно количественно доминирующие *Leiosphaeridia* (диаметр от 10 до 150 мкм), *Nucellosphaeridium*, *Pterospermopsisomorpha* и все присутствующие на тринадцатом уровне колониальные коккоидные и нитчатые формы (чехлы и трихомы). Однако общее таксономическое разнообразие микроостатков четырнадцатого уровня было существенно выше за счет присутствующих на нем *Palaeoanacystis*, *Eomarginata*, *Polycavita*, *Filiconstrictosus*, *Oscillatoriopis*, некоторых других таксонов и единственных во всей омахтинской микробиоте сложно построенных, предположительно спорангиоподобных образований. Изучение новых проб позволило несколько расширить эти данные. В новом материале также резко преобладают просто устроенные *Leiosphaeridia*, однако их максимальный диаметр составляет 240 мкм, а самые крупные из них имеют ладьевидную форму и продольную складку смятия, и потому отвечают диагнозу отвергнутого ныне рода *Mascortycha* Tim. Более мелкие присутствующие здесь экземпляры обладают субсферическими очертаниями. К формам, ранее не известным на четырнадцатом уровне, принадлежат необычные *Germinosphaera* с крупным одиночным выростом и характерными "мозговидными" складками (размером 80 мкм), чехлы *Siphonophiscus* со слабо очерченной поперечной орнаментацией (ширина 28–30 мкм), своеобразные образования гантелевидной формы (80 × 140 мкм), а также поднимающиеся снизу бугорчатые *Polycavita* (диаметром 60 и 80 мкм).

Пятнадцатый уровень включает немногочисленные *Leiosphaeridia* с диаметром оболочки от 50 до 100 мкм (некоторые формы фоссилизируются на стадии деления) и сопоставимые с ними в количественном отношении *Eomycetop-*

sis (2–3 мкм) и *Leiotrichoides* (12–14 и 20–22 мкм). Более крупные чехлы встречены только в виде отдельных фрагментов, а самые узкие, кроме того, образуют дерновины.

Шестнадцатый – восемнадцатый уровни содержат редкие *Nucellosphaeridium* и *Leiosphaeridia* (диаметром 40–110 мкм и 80–90 мкм). Среди последних на семнадцатом уровне встречены оболочки с мозолевидным утолщением *L. incrassatula* Jank., а на восемнадцатом уровне – скопления мелких *Leiosphaeridia* (диаметр каждой оболочки 40 мкм), совместно с которыми присутствуют *Mухосoccoides* (размер клеток 7–8 мкм) и единичные *Leiotrichoides* (шириной 12–14 мкм).

Таким образом, несмотря на весьма значительное количественное расширение изученного материала (52 пробы с микрофоссилиями, приуроченные к 18 уровням в 7 точках по сравнению с известными ранее микроостатками из 15 проб, отобранных на 6 уровнях в 3 точках), наши представления о таксономическом составе омахтинской микробиоты не претерпели сколько-нибудь существенных качественных изменений. Это обстоятельство приобретает особую значимость, поскольку именно названная микробиота определяет микрофитологическую характеристику учурской серии, представляющей собой тип одноименного межрегионального сибирского горизонта или учурия (Хоментовский и др., 1985; Шенфиль, 1991; Хоментовский, 1996; Якшин, Файзуллин, 1997 и др.). Новый материал привел лишь к уточнению распределения некоторых транзитных форм и расширили видовой состав микробиоты за счет находок ранее не известных здесь *Simia annulare* (Tim.) emend. Mikh. Вместе с тем в прежние данные о видовом составе анализируемой микробиоты (Вейс, Семихатов, 1989) были внесены изменения в связи с выведением небольших бесструктурных оболочек *Protosphaeridium* из числа валидных таксонов (соответствующие формы причислены к *Leiosphaeridia* sp.) и пересмотром родовой принадлежности *Sivaglicania tadassii*

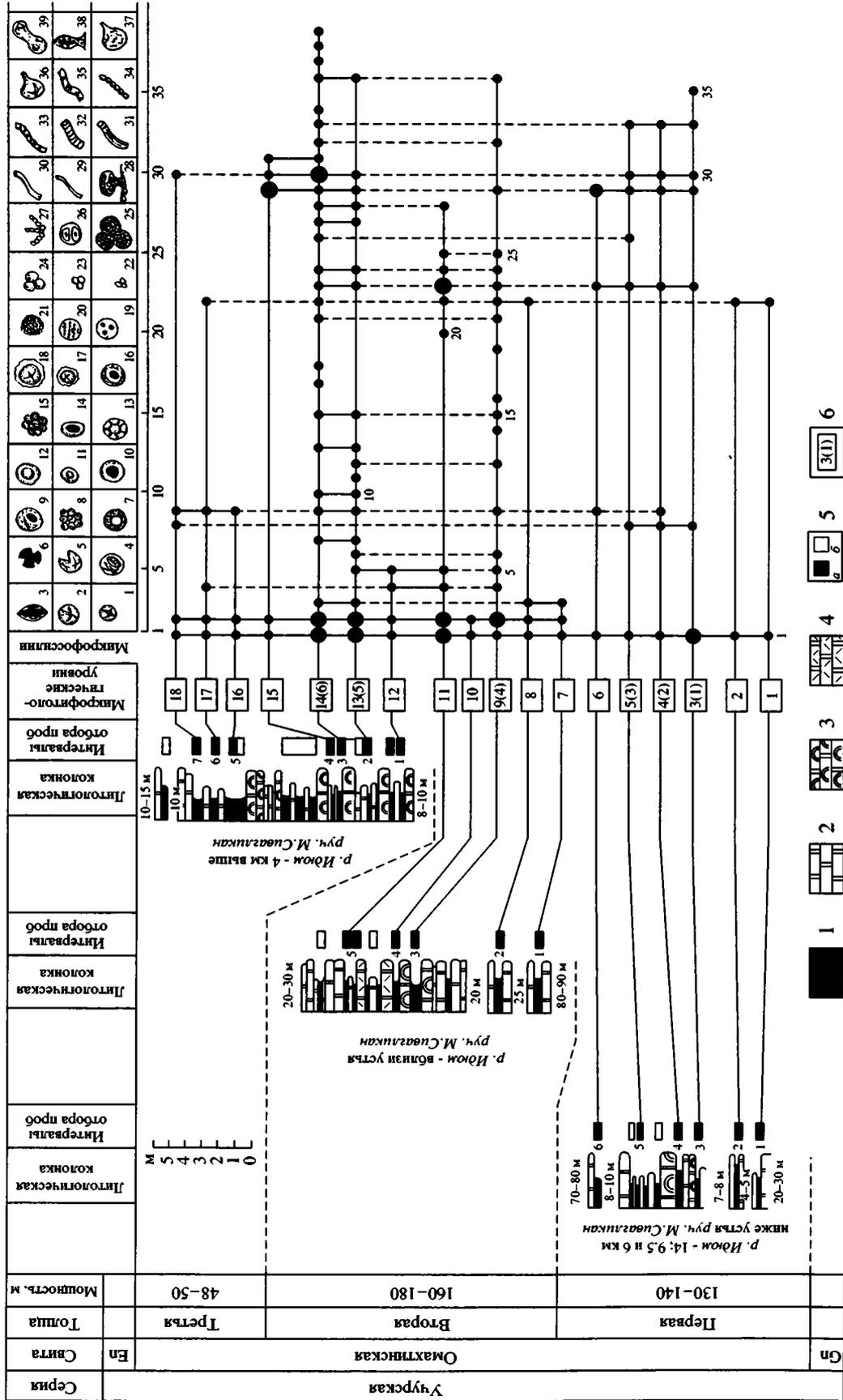
Таблица II. Микрофоссилии омахтинской свиты учурской серии нижнего рифея Учуро-Майского региона.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

14, 20 – девятый микрофитологический уровень, 5–9, 12, 13, 15, 17, 18, 21 – одиннадцатый микрофитологический уровень; вторая толща: правый берег р. Идум в 0.5 км ниже устья руч. Мал. Сивагликан. 2 – тринадцатый микрофитологический уровень, 1, 3, 4, 10, 11, 16, 19 – четырнадцатый микрофитологический уровень, третья толща; правый берег р. Идум в 4 км выше устья руч. Мал. Сивагликан.

Размер масштабной линейки: 1, 3, 4 – 120 мкм; 2, 10, 11, 20 – 80 мкм; 5, 21 – 60 мкм; 6, 8, 13 – 160 мкм; 7, 17 – 200 мкм; 9, 12, 16 – 50 мкм; 14, 18 – 140 мкм; 15 – 100 мкм; 19 – 70 мкм.

1–4 – *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack; 1 – экз. № 933/1328, 2 – экз. № 933/4111, 3 – экз. № 933/1418, 4 – экз. № 933/1421. 5 – *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann; экз. № 934/5248. 6, 7, 13 – *Coniunctiophycus omachticus* A. Weiss; 6 – экз. № 934/5211, 7 – экз. № 934/5255, 13 – экз. № 934/5284. 8, 14, 18, 21 – *Mухосoccoides* spp.; 8 – экз. № 934/5266, 14 – экз. № 934/3274, 18 – экз. № 934/6329, 21 – экз. № 934/5256. 9, 12, 16 – *Eomycetopsis robusta* Schopf, emend. Knoll, Golubic; 9 – экз. № 934/5261, 12 – сублинейный агрегат чехлов, экз. № 934/6308, 16 – фрагмент дерновины чехлов, экз. № 933/1520. 10 – *Leiotrichoides typticus* Herm., emend. Herm.; экз. № 933/1416. 11 – *Oscillatoriopis media* Mendelson et Schopf; экз. № 933/1314. 15 – *Nucellosphaeridium minutum* Tim.; экз. № 934/5237. 17 – *Coniunctiophycus* sp., экз. № 933/1312. 19 – образования гантелевидной формы; экз. № 933/1312. 20 – *Polycavita* sp.; экз. № 934/3261.



A. Weiss и Chuaria aff. nerjenica A. Weiss, которые отнесены к родам *Germinosphaera* и *Simia* соответственно (Микрофоссилии..., 1989). В итоге, в омахтинской микробиоте в настоящее время насчитывается 33 вида, представляющих 24 рода.

Отмеченные выше особенности состава микрофоссилий на различных уровнях омахтинской свиты (рис. 2), вероятнее всего, связаны с фациально-экологическими и, отчасти, с тафономическими причинами (Вейс, Семихатов, 1989). В этой связи надо отметить, что омахтинские микрофоссилии происходят из средних горизонтов мелких (мощностью 1–3 м) трансгрессивных ритмов, нижние члены которых представлены песчаниками, несущими следы частых субаэральных экспозиций, средние – сложены алевролитами, аргиллитами и их доломитистыми разностями, заключающими редкие, исчезающие вверх по разрезу трещины усыхания, а верхние имеют доломитовый состав и демонстрируют вертикальную смену оолитовых и/или песчаных разностей строматолитовыми, а иногда и тонкослоистыми доломитами (Семихатов, Серебряков, 1978, 1983). На основании текстурных признаков доломитовые члены ритмов трактовались как осадки литорали и верхней сублиторали, а ниже лежащие глинистые и карбонатно-глинистые члены рассматривались как отложения защищенных участков верхней сублиторали и/или нижней литорали (Семихатов, Серебряков, 1979; Вейс, Семихатов, 1989). Новые данные о генезисе микроструктур омахтинских строматолитов (Knoll, Semikhatov, 1998) подтвердили эти выводы относительно карбонатных членов упомянутых трансгрессивных ритмов.

Итак, при сравнительном анализе вновь полученных и имевшихся ранее материалов, обращает на себя внимание примечательное в биостратиграфическом контексте увеличение в нашем материале

пределных размеров омахтинских акритарх *Leiosphaeridia* от 150–155 мкм до 230–240 мкм и контрастирующее с этим ростом обогащение микробиоты очень мелкими *Simia* (около 30 мкм). Набор неизвестных здесь ранее морфотипов дополняют необычные *Germinosphaera* с характерной “мозговой” текстурой, темные бугорчатые образования (диаметром 100 мкм), не принадлежащие к *Polycavita*, скопление оболочек *Leiosphaeridia* возможной ценобиальной природы, дерновины нитчатых *Eomycetopsis* и неназванные сложно построенные гантелевидные формы (80 × 140 мкм). Львиная доля всех перечисленных выше омахтинских микроостатков встречается только на тринадцатом и четырнадцатом уровнях верхней толщи, где, как отмечалось, развиты аргиллитовые прослойки, которые накапливались в наиболее мористых и гидродинамически спокойных из изученных обстановок омахтинского бассейна.

МИКРОФОССИЛИИ УЙСКОЙ СЕРИИ

Терригенные отложения этой серии содержат обильные темноцветные глинисто-алевролитовые прослойки, особенно благоприятные для изучения органостенных микрофоссилий. Они неоднократно изучались многими исследователями и достаточно полно, хотя и крайне неравномерно, охарактеризованы в микрофитологическом отношении (Тимофеев, 1966; 1969; Тимофеев и др., 1976; Рудавская, Фролов, 1974; Хоментовский, Пятилетов, 1978; Волкова и др., 1980; Волкова, 1981; Пятилетов, 1988; Вейс, 1988; Микрофоссилии..., 1989; и др.). Данное обстоятельство, а также географическая разобщенность основных местонахождений уйских микроостатков на территории обширного Учуро-Майского региона и отсутствие опубликованных строгих данных о



Рис. 2. Схема стратиграфического распределения органостенных микрофоссилий в отложениях омахтинской свиты учурской серии рифея Учуро-Майского региона.

1–4 – доминирующие типы пород: 1 – аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники, 2 – тонко- и мелкообломочные доломиты, 3 – строматолитовые доломиты, 4 – крупнообломочные доломиты; 5 – детально опробованные интервалы разреза (а – микрофитологические уровни, б – лишённые микрофоссилий); 6 – номера микрофитологических уровней (в скобках – принятые в работе: Вейс, Семихатов, 1989). Черные кружки на схеме – положение и обобщенная количественная характеристика находок микрофоссилий: маленькие кружки – редкие формы; большие кружки – многочисленные формы.

1 – 39 (цифры у изображенных морфотипов) – встреченные микрофоссилии: 1 – мелкие *Leiosphaeridia* (менее 70 мкм), включая *Leiominiuscula* (менее 10 мкм), 2 – среднеразмерные *Leiosphaeridia* (от 70 до 150 мкм), 3 – крупные *Leiosphaeridia* (от 150 до 230–240 мкм), 4 – *L. incrassatula* Jank., 5 – *L. bicrura* Jank., 6 – *L. ternata* (Tim.), 7 – *L. kulgunica* Jank., 8 – ценобиальные агрегаты небольших *Leiosphaeridia*, 9 – *Nucellosphaeridium* spp., 10 – *Pterospemopsis* spp., 11 – *Simia annulare* (Tim.), emend. Mikh., 12 – *Simia nerjenica* A. Weiss, 13 – *Satka granulosa* Jank., 14 – *Konderia* sp., 15 – *Polycavita* sp., 16 – *Stratimorphis* sp., 17 – *Eomarginata stricta* Jank., 18 – *E. idumii* A. Weiss, 19 – *Aimia* sp., 20 – оболочки, состоящие из рядов плотно упакованных гранул (размер гранул 1–2 мкм), 21 – *Palaeoanacystis vulgaris* Schopf, 22 – *Muxoscooides* (размер клеток в колониях менее 10 мкм), 23 – *Muxoscooides* (размер клеток в колониях от 10 до 20 мкм), 24 – *Muxoscooides* (размер клеток в колониях более 20 мкм), 25 – *Coniunctiophycus omachticus* A. Weiss, 26 – *Gloeodiniopsis* sp., 27 – *Palaeopleurocapsa* sp., 28 – *Eoentophysalis* sp., 29 – *Eomycetopsis robusta* Schopf, emend. Knoll, Golubic, 30 – *Leiotrichoides typicus* Herm., emend. Herm., 31 – *L. gracilis* Pjat., 32 – *Siphonophycus* sp., 33 – *Oscillatoriopsis* spp., 34 – *Filiconstrictus* sp., 35 – *Suaonema* aff. *inflatum* Oehler, 36 – *Germinosphaera tadasii* A. Weiss, 37 – *Germinosphaera* с характерной “церебросферной” текстурой оболочки, 38 – предположительно спорангиоподобные образования, 39 – сложно построенные гантелевидные формы.

взаимном расположении обнаруженных микробиот в фациально изменчивой уйской серии делают анализ микрофитологических особенностей рассматриваемого интервала сибирского гипостратотипа рифея особенно актуальным.

В дальнейшем мы будем придерживаться традиционного расчленения уйской серии на две региональные свиты – кандыкскую и устькирбинскую (Семихатов, Серебряков, 1983). Принятая многими сибирскими геологами иная схема расчленения уйской серии предусматривает выделение в ее южных разрезах трех местных свит – кандыкской, джабатымской (отвечающих по объему единой кандыкской s.l.) и устькирбинской, а в северных разрезах четырех свит – кандыкской, малосахринской, джоронской (в совокупности отвечающих кандыкской свите в нашем понимании) и далындинской или устькирбинской свиты (Башарин, Самозванцев, 1964; Волкодав и др., 1978; Пятилетов, 1988; Решения..., 1983 и др.). Ниже указанные более дробные подразделения уйской серии используются только в качестве вспомогательных местных единиц для более детальной привязки конкретных микрофитологических уровней, которые мы рассмотрим в единой для всей этой серии последовательности. Из-за преобладающих в литературе нечетких сведений о стратиграфической приуроченности микрофоссилий к главным разрезам уйской серии названные уровни здесь (в отличие от рассмотренных ранее омахтинских) отвечают целым местонахождениям и охватывают значительные по мощности фрагменты разреза (до десятков метров). Перейдем к обсуждению известных прежде и полученных новых данных о таксономическом составе микрофоссилий уйской серии. Полностью этот состав и стратиграфическая привязка всех выделенных микрофитологических уровней изображены на рис. 3, а самые характерные формы приведены на таблицах III и IV.

Кандыкская свита. В отложениях этой свиты микрофоссилии известны на пяти микрофитологических уровнях. Первый из них приурочен к переходному интервалу (мощностью около десяти метров) между карбонатными верхнелахандинскими и глинисто-алевролитовыми кандыкскими толщами в стратотипе кандыкской свиты в северной части Майской впадины, в приустьевой части р. Большой Кандык, правого притока р. Мая. Второй уровень выделен в Юдомо-Майском прогибе на значительном удалении от первого. Закрывающие его слои имеют мощность 18–20 м и отвечают нижней части кандыкской свиты в ее редуцированном за счет предъюдомского размыва разрезе западного крыла Горностахской антиклинали на р. Белой в районе устья руч. Петров-Юреге. Третий уровень находится в центральной части упомянутого прогиба в бассейне р. Юдома и приурочен к верхней части кандыкской (s.str.)

свиты (примерно 10–20 м по мощности) в ее выходах в районе р. Кеатан-Ытыга (руч. Рябиновый). Четвертый уровень (более 30 м по мощности) заключен в вышележащих малосахаринско-джоронских отложениях в этом же обнажении. Пятый уровень (10–14 м по мощности) географически сопряжен с первыми и расположен у кровли свиты в ее локальном выходе на правом берегу р. Мая, в 4–5 км ниже устья р. Большой Кандык.

Микрофоссилии первого уровня известны особенно широко и изучались многими исследователями, в том числе и авторами (библиографию см. Пятилетов, 1988), микрофоссилии второго и пятого уровней охарактеризованы нами (Вейс, 1988; настоящая работа), а третьего и четвертого анализируются на основании данных В.Г. Пятилетова (1988). Новый материал по первому, второму и пятому уровням включает в общей сложности 54 пробы (12, 20 и 22 пробы соответственно). Из них 44 пробы (12, 10 и 22 пробы) содержали микроостатки, обычно многочисленные и хорошей сохранности.

Первый уровень включает самый представительный кандыкский и один из самых богатых уйских наборов микрофоссилий. Здесь присутствует 34 рода и 62 вида микроостатков различного строения, большинство из которых известно в нижележащих лахандинских отложениях. Сходство названных микробиот выражено не только в значительной общности таксономического состава, но и в особенностях сохранности тех и других форм (доминирование светлоокрашенных тонкостенных морфотипов в сочетании с переполняющими препараты крупными пленками разложенного органического вещества). Упомянутая близость настолько велика, что Б.В. Тимофеев (1966, 1969 и др.) длительное время причислял рассматриваемые кандыкские микроостатки к лахандинским. По данным В.Г. Пятилетова (1988) и нашим, хорошо согласующимися между собой, количественными доминантами первого уровня являются широко распространенные транзитные рифейские таксоны *Leiominuscula*, *Leiosphaeridia*, *Nucellosphaeridium*, *Pterospermopsimorpha*, *Muxococoides*, *Conuinctiophycus*, *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Oscillatoriopsis*, *Archaeoellipsoides* (= *Brevitrichoides*) и некоторые другие. Почти столь же обильны здесь и типично позднерифейские морфотипы – *Chuaria* (в том числе очень крупные), *Cucumiforma*, *Tetrasphaera*, *Valeria*, *Simia* (= *Pterospermella*), *Spumosina*, *Ostiana*, *Polysphaeroides*, *Tortunema Polytrichoides*, *Navifusa*, *Digitus*, *Fabiformis*, *Arctacellularia*, *Trachytrichoides*, *Pellicularia*, *Aimia*, *Rugosoopsis*, *Plicatidium*. Размеры акритарх первого уровня варьируют в очень широких пределах; наименьшие из них едва достигают 5–6 мкм, а максимальные превышают 1000 мкм. Диаметр клеток в колониях коккоидных форм заключен в пределах от 8–10 до 30–32 мкм, ширина чехлов

колеблется от 3–4 до 100 мкм и более, а трихомов и трихомоподобных образований – от 6 до 50 мкм.

Отмечавшейся ранее особенностью уйских отложений ранее было отсутствие в них крупных позднерифейских акантоморфных акритарх, широко развитых в лахандинской микробиоте (Тимофеев и др., 1976; Пятилетов, 1988; Вейс, 1988). Однако нами в наборе первого уровня встречены две разновидности подобных форм – крупные (более 400 мкм) овальные *Prolatoforma* с биполярным расположением коротких цилиндрических выростов, погруженных в пленчатую оторочку, и относительно мелкие (140 мкм) *Trachyhustrichosphaera* с длинными заостренными выростами и широкой каймой. К другим неизвестным прежде кандыкским морфотипам принадлежат таблитчатые *Satka* (диаметром 55–60 мкм), небольшие неназванные “лофостриатные” оболочки (24 мкм), поверхность которых состоит из рядов округлых гранул (1–2 мкм), расположенных правильными рядами, а также ценобиальные агрегаты *Leiosphaeridia* (с оболочками 40 и 50 мкм), колониальные коккоидные *Coniunctiophycus* (диаметр клеток 16–18 мкм, отдельных колоний 40–60 мкм, а их агрегатов – 180–200 мкм) и особенно крупные трихомоподобные формы осцилляториевого типа (шириной до 50 мкм).

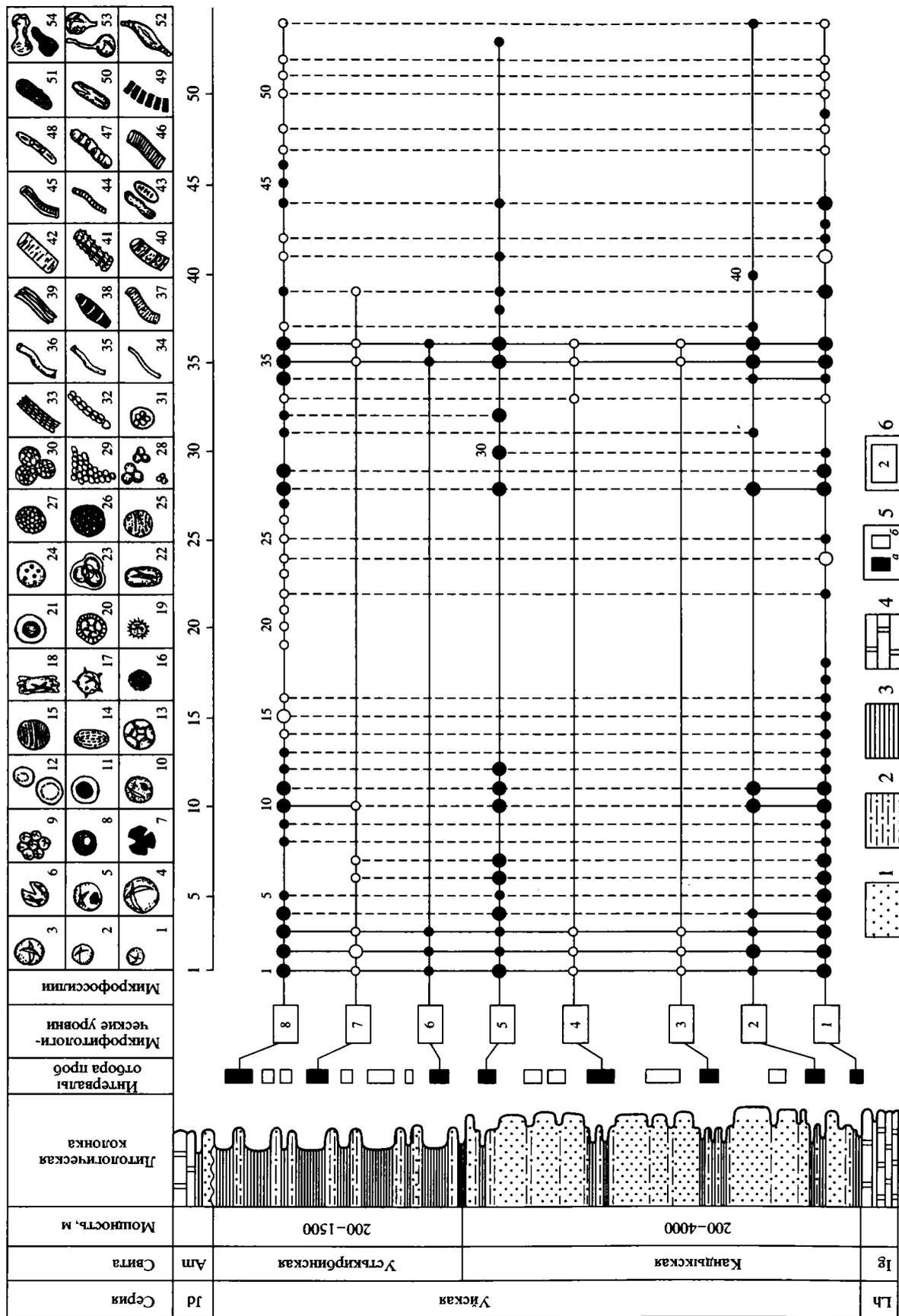
Второй уровень содержит существенно иной набор микрофоссилий. В количественном отношении здесь доминируют среднеразмерные тонкостенные *Leiosphaeridia*, (100–150 мкм, при общем размерном диапазоне 30–290 мкм) а превосходящие их по размерам *Chuarina* (310–550 мкм) встречаются гораздо реже. Совместно с ними обнаружены относительно обильные *Nucellosphaeridium* и *Pterospermopsis* (диаметр от 28 до 96 мкм), своеобразные очень крупные агрегаты нескольких или многих оболочек в общем чехле *ex gr. Eogloeocapsa* (размер внутренних оболочек 60–70 мкм, всей формы – до 170–190 мкм), колониальные коккоидные *Mucosocoides* (диаметр клеток 8–12; 14–16; 22–24 мкм), гладкостенные чехлы *Archaeotrichion*, *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides* (шириной 1; 3–4 и 12 мкм); представители второго таксона встречены в виде отдельных нитей и образуют плотные дерновины), *Siphonophycus* со слабо очерченной поперечной ornamentацией (шириной 30 мкм). С названными формами ассоциируют единичные трубчатые *Rectia* (шириной 40–46 мкм) и своеобразные сложно построенные образования, сравнимые с самыми небольшими из *Amoeboidium* (максимальные размеры – до 110 × 170 мкм).

Третий и четвертый уровни. На обоих уровнях присутствуют близкие в количественном отношении и по таксономическому составу резко обедненные наборы микрофоссилий (4 рода, 7 видов и 5 родов, 8 видов, соответственно). Там и здесь преобладают мелкие акритархи *Leiomuscula* (до 10 мкм) и *Leiosphaeridia* (30–70 мкм, реже до

200 мкм), а также чехлы *Eomycetopsis* (3–4 мкм) и *Leiotrichoides* (8–10 и 18–20 мкм). Кроме того, на четвертом уровне встречены единичные относительно узкие (10–20 мкм) трубчатые формы с поперечными рядами клеток, близкие к *Polysphaeroides*.

Пятый уровень включает очень представительный набор микрофоссилий (18 родов и 26 видов), уступающий по обилию и таксономическому разнообразию только набору первого уровня. Его доминантами являются мелкие и среднеразмерные акритархи, колониальные коккоидные микрофоссилии и чехлы. Среди первых к таким формам принадлежат *Leiosphaeridia* (30–250 мкм, чаще встречаются оболочки диаметром 30–70 мкм), в том числе *L. bicrura* Jank., *L. ternata* (Tim.) и *L. incrassatula* Jank., а так же *Leiomuscula* (до 10 мкм), *Nucellosphaeridium* и *Pterospermopsis* (до 100 мкм), *Simia* (60 мкм) и *Chuarina* (до 520 мкм). Колониальные микроостатки представлены очень многочисленными *Mucosocoides* с колониями субсферической и эллипсоидной формы (диаметр клеток 8–10 и 14–16 мкм, колоний 80 × 100 мкм), совпадающими с ними по размерам клеток и колоний (и, видимо, биологически взаимосвязанные) агрегатами *Coniunctiophycus*, а также однорядными цепочками клеток (диаметром 12 мкм), близкими к *Sphaerogregarus*. Среди нитчатых форм господствуют *Eomycetopsis* (2–3 мкм) и *Leiotrichoides* (6–12 и 20–23 мкм). Совместно с ними встречены многорядные чехлы *Polytrichoides* (до 30 мкм, при ширине отдельных нитей 4 мкм), трубчатые *Rugosopsis* с “зубчатым” краем (36 мкм шириной) и утоньшающиеся к окончаниям поперечно орнаментированные *Siphonophycus attenuatum* A. Weiss (до 60 мкм шириной). Нитчатые формы представлены *Oscillatoriopsis* (6 и 10–14 мкм в поперечнике) и *Palaeolyngbya* (ширина чехлов 16–18 и 30 мкм, трихомов – 4 и 8 мкм). К сложно построенным образованиям отнесены возможные структуры размножения водорослей или грибов *Geminisphaera* с небольшим одиночным выростом (диаметр оболочки 130 мкм, длина выроста 10 мкм) и более мелкие *Caudosphaera* с очень длинным выростом (размер оболочки 40–60 мкм, длина выроста – до 250 мкм), а также необычные, иногда ветвящиеся талломы с округлыми утолщениями на окончаниях (шириной 16 и 30–40 мкм).

Устькирбинская свита. Несмотря на обширный материал, подвергнутый микрофитологическому изучению, микроостатки в отложениях этой свиты встречены лишь на трех условно выделяемых микрофитологических уровнях (шестом–восьмом в общей последовательности), прослеженных в шести пунктах. Шестой уровень (около 20 м по мощности) зафиксирован в единственном обнажении на правом берегу р. Юдома между устьями рек Кары-Ытыга и Улахан-Ытыга. Микрофоссилии обнаружены в нижней темной части свиты, которая вверх по разрезу переходит в красноцветную. Седьмой уровень



имеет наименее определенную стратиграфическую привязку: он отвечает интервалу мощностью 20–30 м, приуроченному к верхней половине устькирбинской (далындинской) свиты в двух сопряженных выходах на правобережье р. Аллах-Юнь, в районе урочища Чертова Улово и выше устья руч. Малая Сахара (р. Осенний). Восьмой уровень охарактеризован микрофоссилиями наиболее полно и выделяется в трех точках на правом берегу р. Юдома: в районе устья руч. Тыаллах, в урочище Нуучааллах и протоки Прокопенко. Этот уровень охватывает 50-метровый интервал, завершающий разрез устькирбинской свиты.

Микрофоссилии всех названных уровней ранее изучались В.Г. Пятилетовым (1988), шестого и восьмого уровней – авторами данной публикации (Вейс, 1988 и эта работа), а восьмого уровня, кроме того, Н.А. Волковой (1981). Фрагментарные сведения о находках единичных очень простых устькирбинских сфероморфных микрофоссилиях приводились Б.В. Тимофеевым и В.А. Рудавской (Тимофеев, 1966, 1969; Тимофеев и др., 1976; Рудавская, Фролов, 1974; Волкова и др., 1980).

Изученный в ходе настоящего исследования материал включает в общей сложности 66 проб, отобранных из четырнадцати выходов устькирбинской свиты в центральной и северной частях Юдомо-Майского прогиба (рр. Юдома, Аллах-Юнь и Белая). Пробы, взятые в одной точке на р. Белая (10 проб), в четырех – на р. Аллах-Юнь (13 проб) и в пяти – на р. Юдома (22 пробы) не содержали ми-

крофоссилий. В отличие от этого, 2 пробы из 4, отвечающие шестому микрофитологическому уровню, заключали определяемые формы, а 10 проб из 17 на восьмом уровне – очень представительный набор микрофоссилий. Рассмотрим данные, полученные другими исследователями и нами.

Шестой уровень характеризуется очень бедным набором микроостатков (4 рода, 8 видов по В.Г. Пятилетову, 1988), представленных в нашем материале только акритархами *Leiosphaeridia* (диаметр оболочек от 30 до 180, реже до 250 мкм) и чехлами *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides* (3–4 и 8–12 мкм шириной).

Седьмой уровень. Таксономическое разнообразие встреченных здесь форм лишь немногим выше, чем на предыдущем (7 родов, 13 видов по данным В.Г. Пятилетова, 1988). В рассматриваемый набор входят, главным образом, акритархи *Leiominuscula* (до 10 мкм), *Leiosphaeridia* (диаметром до 280 мкм), в том числе *L. bicrura* Jank. и *L. ternata* (Tim.), *Nucellosphaeridium* (100–150 мкм), а также простые узкие чехлы *Eomycetopsis* (3–4 мкм), более широкие *Leiotrichoides* (10–12 и 20–22 мкм), многорядные их представители *Polytrichoides* и некоторые проблематичные образования.

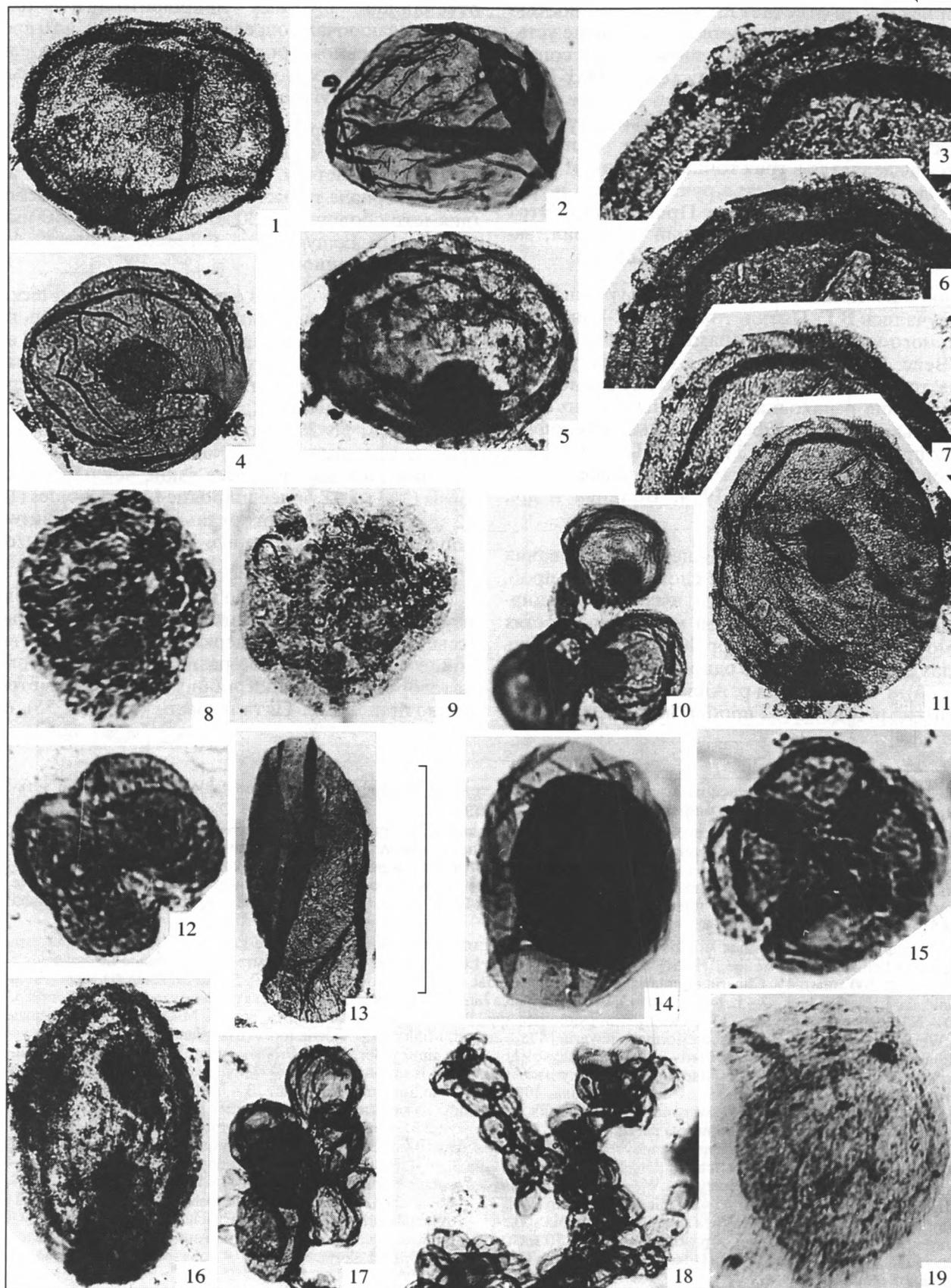
Восьмой уровень. Все исследователи, изучавшие микрофоссилии названного уровня (ссылки см. выше), подчеркивали их обилие и высокое таксономическое разнообразие. Наиболее категоричные оценки обоих этих параметров приводились В.Г. Пятилетовым (1988, с. 55), от-

Рис. 3. Схема стратиграфического распределения органостенных микрофоссилий в отложениях кандыкской и устькирбинской свит уйской серии рифея Учуро-Майского региона.

1–4 – доминирующие типы пород: 1 – песчаники, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты, 4 – доломиты; 5 – детально опробованные интервалы разреза (а – микрофитологические уровни, б – лишённые микрофоссилий), 6 – номера микрофитологических уровней. Черные и светлые кружки на схеме – локализация и обобщенная количественная характеристика находок микрофоссилий: маленькие кружки – редкие формы; большие кружки – многочисленные. Черные кружки – по результатам настоящих исследований (включая Вейс, 1988). Светлые кружки – по данным Н.А. Волковой (1981) и В.Г. Пятилетова (1988).

1–54 (цифры у изображенных морфотипов) – встреченные микрофоссилии: 1 – мелкие *Leiosphaeridia* (менее 70 мкм), включая *Leiominuscula* (менее 10 мкм), 2 – среднеразмерные *Leiosphaeridia* (от 70 до 150 мкм), 3 – крупные *Leiosphaeridia* (от 150 до 300 мкм), 4 – *Chuarina circularis* Walc., emend. Vidal, Ford (оболочки >300 мкм), 5 – *Leiosphaeridia incrasatula* Jank., 6 – *L. bicrura* Jank., 7 – *L. ternata* (Tim.), 8 – *L. kulgunica* Jank., 9 – ценобиальные агрегаты небольших *Leiosphaeridia*, 10 – *Nucellosphaeridium* spp., 11 – *Pterospermopsisimorpha* spp., 12 – *Simia annulare* (Tim.), emend. Mikh. и/или *S. nerjenica* A. Weiss, 13 – *Satka* sp., 14 – *Cucumiforma vanavaria* Mikh., emend. Mikh., 15 – *Valeria lophostriata* Jank., 16 – *Spmosina rubiginosa* (Andr.), emend. Jank. et Medv., 17 – *Trachyhystrichosphaera aimica* Herm., 18 – *Prolatoforma aculeata* Mikh., 19 – *Baltisphaeridium* sp., 20 – *Cymatiosphaeroides* sp. (= ?*Cymatiosphaera* sp.; Волкова, 1981), 21 – *Granomarginatasphaera judomica* Pjat., (= *Granomarginata squamacea* Naum.; Волкова, 1981), 22 – *Navifusa majensis* Pjat., 23 – *Tetrasphaera antiqua* Tim. et Herm., 24 – *Aimia* spp., 25 – ?лофостриатные оболочки, состоящие из мелких гранул (1–2 мкм), расположенных рядами, 26 – *Tasmanites* sp., 27 – *Sphaerophycus parvum* Schopf, 28 – *Muxococcoides* spp., 29 – *Ostiana microcystis* Herm., 30 – *Coniunctiophycus toticus* A. Weiss, 31 – *Eogloeocapsa* sp., 32 – *Sphaerocongregus variabilis* Moorm., 33 – *Polysphaeroides contextus* Herm., 34 – *Archaeotrichion contortum* Schopf, 35 – *Eomycetopsis robusta* Schopf, emend. Knoll, Golubic, 36 – *Leiotrichoides* spp., 37 – *Siphonophycus* sp., 38 – *S. attenuatum* A. Weiss, 39 – *Polytrichoides lineatus* Herm., emend. Herm., 40 – *Rectia costata* (Jank.), 41 – *Rugosooopsis tenuis* Tim. et Herm., 42 – *Plicatidium latum* Jank., 43 – *Brevitrichoides* spp. и/или *Archaeoellipsoides* spp., 44 – *Oscillatorioopsis* sp., 45 – *Palaeolynghya* spp., 46 – *Botuobia* spp., 47 – *Arctacellularia* spp., 48 – *Trachytrichoides ovalis* Herm., 49 – широкие трихомоподобные образования (более 50 мкм), 50 – *Digitus* spp., 51 – *Fabiformis porosus* Pjat., 52 – *Pellicularia tenera* Jank., 53 – *Germinosphaera tadassii* A. Weiss и/или *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim., 54 – неназванные образования сложной формы.

Остальные усл. обозначения см. на рис. 2.



мечавшим, что здесь "...в многочисленных образцах обнаружен практически весь комплекс микрофоссилий кандыкской свиты и дополнительно *Cymatiosphaera* sp., *Tasmanites* sp., *Sphaerophycus parvum* Schopf, *Siphonophycus kestron* Schopf." В общей сложности в рассматриваемых отложениях он выделял микроостатки 38 родов и 60 видов, в том числе такие характерные поднимающиеся снизу лахандинско-кандыкские формы, как *Chuaria*, *Valeria*, *Tetrasphaera*, *Cucumiforma*, *Spumosina*, *Simia*, *Navifusa*, *Leiovalia*, *Digitus*, *Fabiformis*, *Tortunema*, *Polytrichoides*, *Polysphaeroides*, *Arctacellularia*, *Ostiana*, *Pellicularia*, *Rugosopsis*, *Plicatidium*, очень широкие *Oscillatoriopis* (= *Botuobia*), предположительно хитиноидные *Majasphaeridium* и ряд других примечательных морфотипов.

Более осторожный вывод о представительности верхнеустькирбинских микрофоссилий был сделан Н.А. Волковой (1981), которая прежде всего акцентировала внимание на изучении встреченных здесь акритарх и лишь попутно анализировала другие морфотипы. В урочище Нуучааллах она обнаружила, главным образом, простые по строению акритархи 10 родов и 14 видов, среди которых впервые отмечалось присутствие неизвестных прежде в рифейских отложениях *Cymatiosphaera* sp. и *Granomarginata* sp. (видимо, *Cymatiosphaeroides* и *Granomarginatasphaera*, в современном понимании), а также *Valeria*, ? *Baltisphaeridium* sp. и ? *Tasmanites* sp. Совместно с ними были обнаружены плотно упакованные агрегаты коккоидных клеток среднего (10–20 мкм) и малого (2–3 мкм) размеров, а также нитчатые несептированные микрофоссилии шириной 2–15 мкм.

Полученные нами данные в целом хорошо согласуются с результатами предшествующих исследований. Однако в изученных пробах отсутствуют встреченные на рассматриваемом уровне В.Г. Пятилетовым характерные лахандинско-кандыкские *Arctacellularia*, *Rugosopsis*, *Pellicularia*, *Plicatidium*, а также указанные Н.А. Волковой *Cy-*

mattiosphaera, *Baltisphaeridium* и *Tasmanites*. Размер акритарх в нашем материале варьирует от 8–10 до 545 мкм. Среди них впервые отмечено наличие *Satka* (140–150 мкм) и ценобильных агрегатов *Leiosphaeridia* (диаметр отдельных оболочек 40 мкм), хотя количества, естественно доминируют транзитные *Leiominscula*, *Leiosphaeridia*, *Chuaria*, *Nucellosphaeridium*, *Pterospermopsimorpha*, *Simia*. Колониальные коккоидные формы представлены небольшими бесформенными *Mухососсоидес* (размер клеток 8–10; 14–16 и 20–22 мкм), вытяженными слоевищами *Ostiana* (диаметр клеток до 30 мкм), плотными субсферическими *Sphaerophycus* (диаметр клеток 3 мкм; размер колоний 30–40 мкм), цепочечными *Sphaerogregus* (2–3 мкм) и окруженными общим чехлом *Eogloeocapsa* (размер внутренних тел 16–18 и 30–32 мкм, наружной оболочки – около 100 и более 150 мкм). Среди нитчатых форм преобладают бесструктурные чехлы *Archaeotrichion* (1–1.5 мкм), *Eomycetopsis* (2–3 мкм) и *Leiotrichoides* (8–13 мкм); два первых морфотипа встречаются в виде отдельных экземпляров и плотных дерновин, а также многогранные *Polytrichoides*. Трихомы менее обильны и включают лишь *Oscillatoriopis* (шириной 7 и 14 мкм), нити *Palaeolungbya* (ширина чехлов 20 мкм, трихомов – 5–6 мкм) и очень редкие *Botuobia* (40–50 мкм). Совместно с ними присутствуют немногочисленные удлиненно-эллипсоидальные оболочки *Digitus* (8 × 75 мкм), являющиеся, возможно, разновидностями обычных в рифее акинетоподобных форм рода *Archaeoellipsoides*.

Итак, изучение представительного нового материала, происходящего из уйской серии (56 проб с микрофоссилиями, отобранные на восьми микрофитологических уровнях в 11 точках), позволило существенно расширить таксономическое разнообразие известных здесь микроостатков. Важно заметить, что упомянутое расширение целиком определяется не впервые выявленными эволюционными новациями, а находками тех микроостат-

←
Таблица III. Микрофоссилии кандыкской и устькирбинской свит уйской серии верхнего рифея Учуро-Майского региона.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

1–11, 13, 16–19 – кандыкская свита: 1, 3, 4, 6, 7, 11, 13, 16, 19 – первый микрофитологический уровень; приустьевая часть р. Большой Кандык; 2, 5, 8–10, 17, 18 – пятый микрофитологический уровень; правый берег р. Мая в 4–5 км ниже устья р. Большой Кандык. 12, 14, 15 – устькирбинская свита: восьмой микрофитологический уровень; р. Юдома, урочище Нуучааллах.

Размер масштабной линейки: 1, 5, 13 – 250 мкм; 2, 4, 19 – 200 мкм; 3 – 800 мкм; 6 – 600 мкм; 7, 16 – 400 мкм; 8, 9, 17 – 120 мкм; 10 – 110 мкм; 11 – 300 мкм; 12, 15 – 40 мкм; 14 – 100 мкм; 18 – 80 мкм.

1, 4, 5 – *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.); 1 – экз. № 111/1138, 4 – экз. № 111/1124, 5 – экз. № 7952/2499. 2, 13 – *Leiosphaeridia jacutica* (Tim.), emend. Mikh. et Jank.; 2 – экз. № 8952/3112, 13 – экз. № 111/1180. 3, 6, 7, 11 – *Prolatoforma aculeata* Mikh.; 3, 6, 7 – увеличенные фрагменты эллипсоидальной оболочки с биполярным расположением коротких субцилиндрических выростов; экз. № 111/1156. 8, 9, 12 – *Mухососсоидес* spp.; 8 – экз. № 7952/2422; 9 – экз. № 7952/3117; 12 – экз. № 8061/1532. 10 – *Nucellosphaeridium minutum* Tim.; скопления оболочек; экз. № 7952/3117. 14 – *Pterospermopsimorpha pileiformis* Tim., emend. Mikh.; экз. № 8061/1544. 15 – *Tetrasphaera antiqua* Tim. et Herm.; экз. 8061/1599. 16 – *Cucumiforma vanavaria* Mikh.; экз. № 111/1221. 17 – *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), emend. Jank., агрегат нескольких оболочек; экз. № 8952/3147. 18 – *Ostiana microcystis* Herm.; экз. № 8952/3176. 19 – *Trachyhystrichosphaera aimica* Herm.; экз. № 111/2293.



Таблица IV. Микрофоссилии кандыкской и устькирбинской свит уйской серии верхнего рифея Учуро-Майского региона.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва.

1, 2, 4–11, 14–22 – кандыкская свита: 1, 9 – первый микрофитологический уровень; приустьевая часть р. Большой Кандык; 18 – второй микрофитологический уровень; р. Белая у устья руч. Петров-Юреге; 2, 4–8, 10, 11, 14–17, 19–22 – пятый микрофитологический уровень; правый берег р. Мая, в 4–5 км ниже устья р. Большой Кандык. 3, 12, 13 – устькирбинская свита: восьмой микрофитологический уровень; р. Юдома, урочище Нуучааллах.

Размер масштабной линейки: 1, 18 – 120 мкм; 2, 7, 8, 16 – 80 мкм; 3, 5 – 240 мкм; 4 – 300 мкм; 6, 21, 22 – 100 мкм; 9, 19 – 50 мкм; 10, 11, 14, 15, 17, 20 – 160 мкм; 12, 13 – 60 мкм.

1 – фрагмент широкого сильно корродированного лентовидного таллома; экз. № 111/1189. 2, 3, 7, 8 – *Mухососcoides* spp.; 2 – экз. № 8952/3166; 3 – экз. № 8064/1552; 7 – экз. № 7952/2216; 8 – экз. № 7952/2224. 4, 14 – пластичные гладкостенные лентовидные талломы; 4 – экз. № 8952/3154; 14 – экз. № 8952/3290. 5 – агрегат кокковидных клеток ex gr. *Mухососcoides* и фрагмент нитчатого чехла с сохранившимися на одном из окончаний утолщениями, отражающими клеточное строение трихома; экз. № 8952/3142. 6 – *Archaeoellipsoides* spp.; экз. № 8952/3228. 9 – *Leiosphaeridia bicrura* Jank.; экз. № 8064/1548. 10 – таллом со слабо выраженной продольной структурой ex gr. *Pseudodendron*; экз. № 8952/3137. 11 – *Asperatofilum experatus* Herm.; экз. № 8952/3186. 12 – *Siphonophycus* sp., экз. № 8064/1608. 13 – *Oscillatoriopsis media* Mendelson et Schopf; экз. № 8064/1122. 15 – *Leiosphaeridia jacutica* (Tim.), emend. Mikh. et Jank.; деформированная оболочка; экз. № 8952/3161. 16 – *Palaeolungbya catenata* Herm.; экз. № 8952/3277. 17 – *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim.; экз. № 8952/3199. 18 – *Amoeboidium asimmetricum* Tim. et Herm.; экз. № 7933/1027. 19 – широкий трихомоподобный остаток ex gr. *Botubia*; экз. № 7952/3144. 20 – неназванная пластинчатая форма необычного строения; экз. № 8952/3181. 21 – широкий таллом со слабо выраженной поперечной структурой; экз. № 8952/3245. 22 – плотный нитчатый чехол с тонкими светлыми зонами вблизи расширенных окончаний; экз. № 8952/3267.

ков, которые в Учуро-Майском и других регионах ранее были широко известны на более низких стратиграфических интервалах, но отсутствовали в рассматриваемых отложениях. К таким таксонам принадлежат транзитные рифейские морфотипы (а отчасти и для всего протерозоя) *Eogloeo-capsa*, *Coniunctiophycus*, *Siphonophycus*, *Palaeolungbya*, *Satka*, *Geminosphaera* и специфические позднерифейские формы *Rectia*, *Caudosphaera*, очень широкие *Botubia*, крупные трихомоподобные образования, *Amoeboidium*, *Sphaerocongregus*, *Siphonophycus attenuatum* A.Weiss, акантоморфные акритархи *Trachyhystrichosphaera*, *Prolatoforma*. В итоге, кандыкская и устькирбинская микробиоты включают в общей сложности около 40 родов и 60 видов микроостатков различного строения и принадлежат к числу наиболее обильных и разнообразных в протерозое. Получение строгой палеонтологической характеристики уйских толщ как основы их биостратиграфической корреляции с другими разрезами рифея Сибири и Южного Урала, особенно важно в связи с новыми данными об изотопном возрасте нижней части названных отложений (более 1005 ± 4 и менее 1025 ± 40 млн. лет; см. Семихатов и др., 2000).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Из двух конкурирующих ныне подходов к восстановлению истории развития верхнедокембрийской микробиоты – геохронологического (биохронометрического) и биостратиграфического – первый интегрирует любые, в том числе отдельные находки микрофоссилий при безусловном приоритете прямой или косвенной информации об изотопном возрасте вмещающих пород. При этом сведения о последовательностях микробиот в гипо- и/или в стратотипе рифейской эонотемы

уравниваются в правах с данными о микроостатках из других полных или фрагментарных разрезов рифея (Knoll, 1994; Knoll, Sergeev, 1995; Sergeev, 1997; Сергеев, Ди Сень-Джо, 2001; Якшин, Файзуллин, 1997 и др.).

Развиваемый нами альтернативный подход следует логике хроностратиграфических построений, согласно которой биостратиграфически значимые выводы о возрасте конкретных ассоциаций микрофоссилий опираются на установление их места в вертикальном ряду микробиот южноуральского стратотипа рифея, последовательность которых по аналогии с фанерозойской практикой может быть возведена в ранг “стандартной”. Эффективности и объективности развиваемого подхода способствуют обязательное привлечение информации о фациально-экологических особенностях вмещающих микрофоссилии отложений и изучение в первую очередь представительных региональных последовательностей микробиот (Вейс и др., 1998а). Важно подчеркнуть, что потенциальная неполнота микрофитологической (равно и какой-либо иной) характеристики типового разреза рифея может и должна компенсироваться изучением соответствующих параметров его Учуро-Майского гипостратотипа, в чем и состоял смысл его выделения (Семихатов, Серебряков, 1983).

Однако существующие разногласия в корреляции двух названных важнейших разрезов рифея превращают указанную процедуру в нетривиальную задачу, имеющую различное решение в рамках геохронологического и биостратиграфического подходов. В свете этих разногласий высокую ценность приобретает привлечение полученных на современном уровне данных о микрофитологической характеристике начинающих и

завершающих разрез учуро-майского рифея учурских и уйских отложений. В хроностратиграфической системе ценностей эти данные имеют отнюдь не только региональное, но и общее значение, так как они дополняют информацию о таксономическом разнообразии и биологических связях хронологически близких микробиот стратотипа рифея и прямо способствуют получению более объективных представлений о начальном и конечном звеньях биостратиграфической модели развития его микробиоты.

Для совершенствования начального звена этой модели ведущую роль играет сопоставление состава омахтинской (учурской) микробиоты с биотой из типовой для нижнего рифея бурзянской серии Южного Урала. В последней органостенные микрофоссилии обнаружены во всех трех слагающих ее свитах – айской, саткинской и бакальской (Янкаускас, 1982; Стратотип..., 1982; Вейс и др., 1990; Михайлова, Подковыров, 1992 и др.), а минерализованные – только в саткинской (Сергеев, 1992).

Анализ полученной в разные годы информации о бурзянских органостенных микроостатках ясно показывает, что несмотря на существенные различия в объеме материала, имевшегося в распоряжении различных исследователей, и несовпадение используемых классификаций (обильные находки 16 родов и 18 видов в материале Т.В. Янкаускаса, немногочисленные экземпляры 4 родов и 8 видов в коллекции Н.С. Михайловой и В.Н. Подковырова, относительно редкие формы 7 родов и 10 видов у А.Ф. Вейса с соавторами) во всех случаях речь шла об одной и той же ассоциации. Основу типовых бурзянских микробиот в силикокластических толщах составляют мелкие акритархи *Leiosphaeridia* (обычно до 70, реже до 100 мкм диаметром), колониальные коккоидные *Mucosocoides* (диаметр клеток до 26 мкм), нитчатые чехлы *Eomucetopsis* (3–4 мкм) и *Leiotrichoides* (до 10 мкм), которым сопутствуют более редкие *Nucellosphaeridium*, *PterospERMOPsimorpha*, *Satka*, *Eomarginata*, *Germinosphaera*, *Palaeoanacystis*, *Palaeopleurocapsa*, *Brevitrichoides* (= *Archaeoellipsoides*), по размерам не выходящие за указанные выше пределы. Из трех основных подразделений бурзянской серии наибольшее число находок органостенных форм приходится на ее верхнюю бакальскую свиту.

Окремненные бурзянские (саткинские) микрофоссилии (8 родов, 7 видов) по обилию не превосходят, а по таксономическому разнообразию уступают их органостенным представителям (Сергеев, 1992). Здесь встречаются коккоидные *Eogloeocapsa*, *Gloeodiniopsis* (диаметр оболочек до 45 мкм), мелкие эллипсоидальные *Eosynechococcus* (0.5–3 × 3.5–9.5 мкм), нитчатые *Gunflintia*, *Eomucetopsis* (шириной до 7 мкм), а также более крупные *Oscillatoriopsis*, *Palaeolyngbya* (до 20 мкм

шириной) и *Siphonophycus* (35 мкм шириной). Впрочем, в последнее время В.Н. Сергеев (устное сообщение) высказывает сомнения в том, что отложения, содержащие три последние формы, принадлежат бурзянской серии.

Сравнение бурзянских микробиот с рассмотренной выше омахтинской приводит к двум важным выводам. Во-первых, эти микробиоты обладают высокой общностью таксономического состава, которая охватывает все органостенные и большую часть бурзянских окремненных форм. Из известных в саткинской свите таксонов окремненных микроостатков (с учетом различий в сохранности) в омахтинских породах отсутствуют лишь *Eogloeocapsa*, *Eosynechococcus* и *Gunflintia* – этот пробел, вероятнее всего, будет компенсирован при изучении обильных омахтинских кремней. Вместе с тем омахтинские органостенные микрофоссилии несколько разнообразнее бурзянских, среди которых не встречены *Simia*, *Konderia*, *Coniunctiophycus*, *Palaeopleurocapsa*, *Polycavita*, *Stratimorphus*, *Cyanonema*, *Filiconstrictosus*, *Aimia*, а также сложно построенные образования.

Во-вторых, указанная близость бурзянских и омахтинской микробиот в сочетании с имеющимися седиментологическими реконструкциями не позволяет прямо привлечь фациально-экологические причины для объяснения их обедненного таксономического состава путем апелляции к крайне мелководным условиям формирования вмещающих отложений (Сергеев, Ли Сень-Джо, 2001; Семихатов и др., в печати). Прежде всего, наиболее богатые наборы омахтинских микроостатков (тринадцатый и четырнадцатый уровни верхней толщи) встречаются в осадках наиболее мористых и гидродинамически спокойных зон сублиторали из известных в омахтинском бассейне (Вейс, Семихатов, 1989), в которых на более поздних этапах геологической истории обитало значительное число крупных и сложно построенных организмов. При обилии в бассейне таких организмов входящие в их число гигантские акритархи, специфические коккоидные и нитчатые формы в гидродинамически стабильной среде достаточно свободно проникали даже в более мелководные по сравнению с омахтинскими и бурзянскими обстановки – данный феномен подробно анализировался при обсуждении верхнерифейских деревнинской и мироедихинской микробиот Туруханского поднятия (Петров, Вейс, 1995; рис. 5, 6; Вейс и др., 1998а,б; рис. 3) и других микробиот Сибири (Наговицин, 2001). В этой связи полное отсутствие выделяющихся своими размерами и строением микроостатков или их фрагментов в нижнерифейских толщах стратотипа и гипостратотипа рифея весьма красноречиво. Кроме того, омахтинская микробиота богаче всех бурзянских вместе взятых, а последние встречаются в детально изученных в седиментологическом отношении

толщах, которые в айское, саткинское и бакальское время эпизодически накапливались в умеренно-глубоководном морском бассейне ниже базиса штормовых волн, как в пределах карбонатной платформы, так и на силикокластическом шельфе (Маслов, 1997 и др.). Указанное обстоятельство, в свою очередь, не согласуется с недостаточной обоснованностью тезисом о приуроченности всех известных учуро-майских и южноуральских нижнерифейских сообществ микроорганизмов к наиболее мелководным обстановкам, подтвержденным фактическими данными лишь для части бакальских форм (Крупенин, 1999).

Таким образом, попытки ряда исследователей представить опирающиеся на обширный материал омахтинскую и бурзянские микробиоты лишь как резко обедненные маргинальные сообщества экстремальных по своим условиям мелководных зон нижнерифейских бассейнов, в дистальных частях которых обитали иные, гораздо более обильные и разнообразные ценозы, с седиментологических и палеоэкологических позиций некорректны. В том, что указанные взгляды неправомерны и в биостратиграфическом контексте, убеждает сравнительный анализ рассматриваемых микробиот и микрофоссилий из устьильинской и котуйканской свит Западного Прианабарья, которые на основании строматолитовых и различным образом трактуемых изотопно-геохронологических и хемотратиграфических данных одними исследователями относятся к нижнему рифею (обзор и библиографию см. Семихатов, 1995; Горохов и др., 2001), а другими – даже к нижнему протерозою (Покровский, Виноградов, 1991 и др.). Микрофитологическая характеристика этого разреза была резко расширена в последние годы (Якшин, 1991; Вейс, Воробьева, 1992; Сергеев, 1993; Вейс, Петров, 1994; Головенко, Белова, 1984, 1994; Sergeev et al., 1995). В названных свитах на ряде уровней ныне выявлены многочисленные органостенные и окремненные микрофоссилии, в том числе, очень крупные и сложно построенные. Биостратиграфический анализ таксономического состава этих форм (Вейс, Петров, 1994; Вейс и др., 1998а, 2001) привел к следующим важным результатам.

Оказалось, что в очень близких между собой устьильинской и котуйканской микробиотах доминируют гигантские акритархи *Chuagia* (диаметром до 1500 мкм), протяженные слоевища коккоидных *Ostiana*, цепочечные агрегаты клеток *Sphaerocongregus*, многорядные чехлы *Polytrichoides*, трубчатые морщинисто-ребристые *Rectia*, широкие трихомы *Votubia*, ветвящиеся талломы *Ulophyton* и другие примечательные морфотипы. В Учуро-Майском регионе все они появляются только в керпильской серии (Вейс, 1988; Вейс, Воробьева, 1993), а самые показательные из них на Южном Урале – выше основа-

ния типовой для верхнего рифея каратавской серии и в относимых к этой эратеме локально развитых кужинских отложениях (Вейс и др., 2000). Кроме того, на одном из уровней нижнекотуйканской подсвиты обнаружен ряд еще более эволюционно “продвинутых” морфотипов, которые в среднесибирских разрезах рифея известны только начиная с лахандинских и коррелируемых с ними толщ, а на Южном Урале – с бедерьшинской микробиоты зильмердакской свиты каратавия (Пятилетов, 1988; Янкаускас, 1982; Микрофоссилии..., 1989; Герман, 1990). К таким морфотипам принадлежат окруженные чехлом и обладающие настоящим ветвлением стиганемо-подобные многорядные цепочечные агрегаты клеток, крупные спирально-кольцевидные *Elatera*, гигантские трихомоподобные образования, ветвящиеся талломы с телами-вздутиями *Archaeoclada*, крупные членистые остатки, близкие к *Eosolena*, нити с присоединенными к ним оболочками *Vanavataenia* и некоторые другие. Примечательно, что в анабарском разрезе перечисленные характерные лахандинско-деревнинские (бедерьшинские) морфотипы были встречены только в глинистых прослоях, выполняющих локальные межбиогермные впадины и за пределами таких впадин среди “более древних” керпильско-безыменных (нутушских) форм из относительно мелководных нижнекотуйканских и более глубоководных устьильинских отложений не обнаружены (Вейс и др., 2001).

Подобное сочетание заключенных в стратиграфически единой, но фациально различной толще ассоциаций микроорганизмов керпильского и лахандинского облика, которые в зависимости от своей экологической позиции находились на разных эволюционных ступенях, обращает на себя особое внимание. Во-первых, оно вскрывает механизм эволюционного обновления высоко персистентной рифейской микробиоты. Важную роль в этом механизме играл феномен преформированности или своего рода “подготовки” в специфических локальных палеоусловиях рифейских бассейнов элементов нового, более прогрессивного сообщества, дополнявшего, но не замещавшего прежнее сообщество (Вейс, 1999; Вейс и др., 1998а, 1999). Во-вторых, становится очевидным частный характер сходного с предлахандинским микрофитологического рубежа, расщепляющего нижнекотуйканскую подсвиту и приуроченного не к “внешней”, а к “внутренней” границе соответствующего мегацикла (Вейс и др., 1998а). Этот рубеж в Прианабарье затрагивает лишь трихомоподобные и сложно построенные образования, а отчасти колониальные коккоидные микрофоссилии и чехлы, но не проявляется в группе акритарх. Можно думать, что при детальном микрофитологическом изучении верхней части анабарского разреза рифея, предлахандинский рубеж, фиксируемый здесь пока лишь по

упомянутым косвенным признакам, займет свое истинное место в основании юсмастахского мегацикла. Сказанное позволяет считать, что с биостратиграфических позиций устьильинско-котуйканские органостенные микрофоссилии гораздо моложе учурско-бурзянских и сопоставимы только с керпильскими, безыменскими и постюрматинскими (Вейс и др., 2000).

Привлечение данных о котуйканских минерализованных микрофоссилиях (Якшин, 1991; Головенко, Белова, 1984; Sergeev et al., 1995 и др.) не противоречит такому заключению. В настоящее время указанные микрофоссилии причисляются более чем к двум десяткам родов и видов, а существующие расхождения в оценке их таксономического разнообразия в значительной степени определяются различиями в понимании биологических связей и принятыми классификациями. Наиболее примечательными среди этих микрофоссилий признаны (Семихатов и др., в печати) палмеллоидные колонии *Eoentophysalis*, крупные акинетоподобные *Archaeoellipsoides* (более 100 мкм по длинной оси) и гигантские неназванные осцилляторные трихомы (до 85 мкм шириной). Из трех перечисленных морфотипов эознтофизалисы являются транзитными для всего протерозоя (Hofmann, 1976; Schopf, 1983; Schopf, Klein, 1992), очень большие археоэллипсоиды с заключенными внутри них герминирующими трихомами под этим и другими названиями (*Glenobotrydion*, *Arctacellularia*, *Lomentunella*, *Brevitrichoides*) указывались как доминанты верхнерифейских бедершинской (Янкаускас, 1982), деревнинской и мироедихинской (Петров, Вейс, 1995; Вейс, Воробьева, 1998) микробиот и неопротерозойской микробиоты формации Вайниат серии Шалер арктической Канады (Butterfield, Rainbird, 1998), а широкие трихомы большинством исследователей признаны особенно характерными каратавскими формами (Микрофоссилии..., 1989). Кроме того, морфологические аналоги всех трех морфотипов широко распространены в настоящее время (Golubic, 1973; Hofmann, 1976; Кондратьева, 1975; Курс низших растений, 1981 и др.).

Приведенные аргументы, на наш взгляд, ясно свидетельствуют, что при строгом биостратиграфическом подходе только бурзянские и учурские микрофоссилии следует сейчас рассматривать как бесспорные нижнерифейские и только эти микробиоты с максимальной объективностью можно привлекать к анализу тех преобразований в микромире, которые предшествовали рифею. Особенности названных преобразований заключаются в том, что все известные немногочисленные таксоны нижнепротерозойских органостенных микрофоссилий (главным образом *Leiosphaeridia*, *Mucosocoides*, *Eomucetopsis*, *Leiotrichoides*) беспрепятственно проникают в рифей и испытывают в его нижней части существенное расширение своего

видового состава и/или резкий количественный рост. Вместе с тем на фоне высокой преэместивности состава до- и нижнерифейских микробиот в последних появляется ряд важных морфотипов – обильные тонкостенные *Leiosphaeridia* (в том числе оболочки с медианным разрывом *L. bicrura* Jank. и с пиломом *L. kulgunica* Jank.), окаймленные *Simia*, таблитчатые *Satka*, обладающие внутренним телом сферические *Pterospermopsimorpha* и эллипсоидальные *Konderia*, оболочки с выростами *Germinosphaera*. Таким образом, самые древние южноуральские и учуро-майские рифейские микробиоты близки или даже идентичны нижнепротерозойским по наборам колониальных коккоидных и нитчатых микрофоссилий, но существенно отличаются от них разнообразием, особенностями строения, более крупными размерами акритарх (до 230–240 мкм, против 60–100 мкм) и появлением ряда сложно построенных образований.

Другими словами, даже при жесткой селекции анализируемых данных, ограничивающей возможное таксономическое разнообразие микробиот нижнего рифея встреченными в его стратотипе и гипостратотипе формами, в основании этой эратемы фиксируются ясные изменения обилия и систематического состава таких микробиот (биостратиграфический рубеж), не сводимые к влиянию только палеоэкологических и тафономических факторов. Эти изменения охватывают компоненты самых древних рифейских сообществ, трактуемые как остатки эукариотных, преимущественно планктонных, а возможно, и бентосных организмов, и имеют количественную и качественную составляющие. Количественные преобразования особенно наглядно затрагивают фитопланктонные лейосферидии (цисты различных водорослей; Tarpan, 1980 и др.), среднеразмерные представители которых широко доминируют в нижнерифейских и вышележащих толщах названных регионов. Усложнения таксономического состава отражаются в появлении более сложных планктонных цистоподобных херкоморфит *Satka*, а среди возможных бентосных образований – предполагаемых водорослевых и/или грибных оогониев *Pterospermopsimorpha* (Герман, 1990), близких к ним *Konderia* и *Simia*, а также *Germinosphaera* – вероятных зооспор ксантофитовых водорослей или структур размножения низших грибов (Микрофоссилии..., 1989; Butterfield et al., 1988; 1994).

Используя полученные результаты, перейдем к анализу поведения микробиоты в конце рифейской эонотемы. Для этого прежде всего обратимся к сравнению уйских (а отчасти и предшествующих им лахандинских) микрофоссилий с ассоциациями микроостатков типового разреза каратавия на Южном Урале (Янкаускас, 1982; Стратотип..., 1982; Вейс и др., 1990, 2000; Михайлова, Подковыров, 1992) и более беглому изложению данных

о распространении микрофоссилий в древнинско-мироедихинских толщах Туруханского поднятия (Вейс и др., 1998а,б, 1999), неопротерозоя Шпицбергена и севера Канады (Butterfield et al., 1994; Butterfield, Rainbird, 1998).

Обе рассмотренные выше уйские микробиоты (кандыкская и устькирбинская) обладают не только очень высоким взаимным подобием встречаемых в них форм; различия по сути исчерпываются устькирбинскими *Baltisphaeridium* и *Sumatiosphaera*, не встречаемыми в кандыкской свите. Они примечательны еще и тем, что почти целиком состоят их таксонов, поднимающихся из подстилающих лахандинских отложений. К наиболее важным общим лахандинско-уйским формам принадлежат *Chuarina*, *Arctacellularia*, *Navifusa*, *Fabiformis*, *Polysphaeroides*, *Polytrichoides*, *Trachytrichoides*, *Aimia*, *Valeria*, *Pellicularia*, *Rugosopsis*, *Rectia*, *Plicatidium*, *Majasphaeridium*. При этом уйские микробиоты демонстрируют незначительное обогащение своего состава, ограниченное упомянутыми *Sumatiosphaera* sp., но не включают ряд важных лахандинских таксонов, в том числе, *Eomicrocoleus*, *Ulophyton*, *Majaphyton*, *Aimophyton*, *Lakhandinia*, *Elatera*, *Eosolena*, некоторые виды акантоморфных *Trachyhystrichosphaera*, а также широкую выборку грибоподобных образований и структур их размножения ex gr. *Mucorites*, *Eosacchoromycetes*. Такая общность микрофоссилий в лахандинско-уйском интервале ранее заставила исследователей объединить их в единый возрастной комплекс (Вейс, 1988; Пятилетов, 1988; Semikhatov, 1991).

В ином ключе ведут себя микрофоссилии в близкой или занимающей несколько более высокое стратиграфические положение наддревнинской части рифея Туруханского поднятия. Здесь после спада разнообразия данных форм в отложениях свиты буровой, объясняющегося их слабостью микрофитологической изученностью и фаціальными особенностями отложений (Петров, Семихатов, 1998; Sergeev, 2001), в лежащей выше мироедихинской микробиоте зафиксировано не только полное восстановление этого разнообразия, но и появления ряда важных морфологических новаций (Герман, 1990; Вейс, Воробьева, 1998; Вейс и др., 1998б, 1999). Примечательно, что список общих древнинско-мироедихинских форм очень близок к приведенному выше для лахандинско-уйских микрофоссилий и включает все главные древнинские морфотипы, за исключением ряда сложно построенных образований, известных по единичным экземплярам. Наряду с этим, в мироедихинских отложениях впервые появляются *Valeria* с гипертрофированной лофостриатностью, акантоморфные *Sumatiosphaeroides*, гигантские *Pellicularia* с продольной щелью, оболочки, близкие к *Cerebrosphaera*, характерные нитчатые *Palaeolynghya sphaerocephala* Herm. et Pyl., типичные *Polysphaeroides filiformis* Herm., а

также представительная выборка форм необычного строения, не известных за пределами мироедихинской микробиоты. Эти данные подкрепляют высказанное ранее предположение о том, что формированию мироедихинской микробиоты предшествовала определенная перестройка состава докембрийских микросообществ, позволяющая провести здесь четкий биостратиграфический рубеж (Вейс, 1988; Вейс, Воробьева, 1998).

Отсутствие ясных аналогов этого рубежа в Учуро-Майском регионе не исключает предложенной ранее достаточно условной корреляции уйских и мироедихинской микробиот, которая опиралась на близость их таксономического состава и на сходные позиции в микрофитологических последовательностях каждого из регионов (Вейс, 1988). Однако реальным подтверждением такой корреляции, помимо многочисленных общих транзитных форм, могут служить лишь близкие по строению устькирбинские *Sumatiosphaera* и мироедихинские *Sumatiosphaeroides* – акритархи сложного строения, считающиеся исключительной принадлежностью только самых молодых рифейских микробиот (Волкова, 1981; Knoll, 1994; Butterfield et al., 1994 и др.). Нужно отметить, что современные С-изотопные хемотратиграфические данные предполагают более молодой возраст мироедихинской свиты по сравнению с лахандинской серией (Bartley et al., in press).

В то же время присутствие в мироедихинской микробиоте ряда эволюционных новаций, не известных в рассматриваемых рифейских толщах Учуро-Майского региона, с традиционных биостратиграфических позиций можно трактовать как весомое свидетельство ее постуйского возраста. В пользу подобного предположения говорят изменения таксономического состава названной микробиоты, которые подобно двум другим внутририфейским микрофитологическим рубежам (предкерпыльском и предлахандинском) фиксируются в ее про- и эукариотной составляющих. К типично мироедихинским, не известным в более древних толщах морфотипам безусловно цианобактериальной природы, относятся упоминавшиеся выше крупные лингбиоподобные нити с поперечно орнаментированными чехлами *Palaeolynghya sphaerocephala* Herm. et Pyl., нитчатые остатки с кольцевидными утолщениями *Arthrosiphon*, ряд характерных трихомоподобных образований. Не менее важным атрибутом анализируемой микробиоты являются цилиндрические чехлы с заключенными в них поперечными рядами клеток *Polysphaeroides filiformis* Herm., близкие по одним признакам к стиганемовым цианобактериям, а по другим – к некоторым древним бангиофитам.

Значительно большее число рассматриваемых мироедихинских форм с высокой вероятностью могут быть причислены к эукариотам. Среди фи-

топланктонных организмов это акантоморфные акритархи *Sumatiosphaeroides*, своеобразные *Cerebrosphaera* с “мозговидной” текстурой оболочки, сходные по ключевым параметрам с *Chuaria* (Butterfield et al., 1994) и необычные *Valeria* с гипертрофированной лобостриатностью, а среди бенгосных – крупные, несущие черты некоторых протистов членистые *Serhalonux* (Асеева и др., 1987), а также сложно построенные мироедихинские морфотипы (Вейс, Воробьева, 1998; Вейс и др., 1998б). Часть из них обладает высоким подобием с многоклеточными водорослями различной систематической принадлежности из занимающей сходную стратиграфическую позицию формации Вайниат серии Шалер неопротерозоя арктической Канады (Butterfield, Rainbird, 1998).

На Южном Урале в надзильмердакской части типового разреза каратавия органостенные микрофоссилии встречены во всех свитах, кроме катавской, а минерализованные – только в миньярской, однако микрофитологическая характеристика данного интервала очень неравномерна (Келлер, Янкаускас, 1980; Янкаускас, 1982; Стратотип..., 1982; Вейс и др., 1990; Михайлова, Подковыров, 1992; Сергеев, 1992). Эта неравномерность в значительной степени определяется характерной для рифея приуроченностью наиболее представительных микробиот органостенных форм лишь к базальным толщам трансгрессивной составляющей осадочных мегациклов (инзерско-миньярского и укско-криволукского) и быстрым сокращением обилия и разнообразия подобных форм в вышележащих отложениях регрессивных трендов таких мегациклов (Петров, Вейс, 1995; Вейс и др., 1999).

В соответствии с этим наиболее яркие находки инзерских микрофоссилий сосредоточены у основания нижней симской подсвиты или подинзерских слоев (шишенаякская микробиота), а укских – заключены в маломощной пачке, примыкающей к подошве последней. Отличительной особенностью шишенаякской микробиоты является присутствие в ее составе характерной выборки акритарх и сложно построенных форм, не известных в до-симских отложениях южноуральского рифея. К первым принадлежат гигантские *Chuaria circularis* Walc. emend. Vidal, Ford, перфорированные *Tasmanites ripheicus* Jank., губчатые *Spumosina rubiginosa* (Andr.), окаймленные *Simia simica* (Jank.), все основные разновидности акантоморфных *Trachyhystrichosphaera* и *Prolatoforma aculeata* Mikh., а ко вторым – грибоподобные *Eosacchoromyces* и имеющие “зональное” строение *Nelcanica*.

Среди перечисленных таксонов особое внимание привлекают крупные оболочки *Tasmanites*, несущие поры, и, возможно, лишенные внутренней полости *Spumosina*. Биологические связи этих примечательных симских морфотипов проблема-

тичны. Рифейских тасманитесов обычно относят к представителям зеленых халосферовых водорослей, но иногда рассматривают как корродированные минералами оболочки лейосферидиево-чуариевого типа. Еще более своеобразных спумозин часто причисляют к самым типичным позднекаратавским и вендским таксонам, но иногда трактуют как возможные диагенетические артефакты (Микрофоссилии..., 1989; Hofmann, Jackson, 1994; Burzin, 1996; и др.). Появление характерных шишенаякских форм свидетельствует об определенной перестройке состава каратавских микробиот и является веским основанием для проведения в основании инзерской свиты регионального микрофитологического рубежа. В вышележащих инзерско-миньярских толщах обнаружены лишь наиболее обычные рифейские таксоны, среди органостенных представителей которых доминируют мелкие и среднеразмерные *Leiosphaeridia*, *Muxococcoides*, *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides*, а среди окремненных – *Siphonophycus*, *Eogloeocapsa*, *Eosynechococcus*, *Gloeodiniopsis*, *Oscillatoriopsis* и др. (Сергеев, 1992).

В основании укской свиты присутствует ряд транзитных позднерифейских таксонов, среди которых ведущую роль играют нитчатые *Polytrichoides*, *Arctacellularia*, *Rectia*, *Pellicularia*, *Tortunema*, в сочетании с просто устроенными *Leiosphaeridia*. Часть названных таксонов поднимается в толпаровскую свиту (Келлер и др., 1984; Михайлова, Подковыров, 1992), рассматриваемую как фациальный вариант криволукских отложений, и дополняется там *Satka*, *Trachyhystrichosphaera*, *Valeria*, *Pterospersimorpha*, *Spumosina*. Таким образом, определяемое укской микробиотой постинзерско-миньярское восстановление обилия и разнообразия южноуральских микрофоссилий целиком происходит за счет таксонов, появившихся на более древних мулдакаевском и шишенаякском уровнях стратотипа рифея, и объясняется, видимо, палеоэкологическими причинами.

Микрофитологическая корреляция лахандинско-уйского и буровой-мироедихинского интервалов рифея Средней Сибири с надзильмердакскими толщами типового разреза каратавия на Южном Урале не имеет в настоящее время однозначного решения. Это связано с различным характером распределения наиболее характерных микрофоссилий в названных отложениях. Напомним, что в терминальной части Учуро-Майского разреза рифея наблюдается высокая преемственность состава микробиот в лахандинских и уйских толщах с незначительной потерей в последних рядах сложно построенных лахандинских форм и при почти полном отсутствии уйских эволюционных новаций. Гораздо более резкая редукция состава инзерских (симских) микрофоссилий отмечается в укских толщах южно-уральского стратотипа рифея, где из нескольких десятков

стратиграфически важных шишенякских таксонов, включающих среди прочих форм очень представительную выборку акантоморфных акритарх, в укской микробиоте остаются лишь транзитные позднерифейские *Polysphaeroides contextus* Herm., *Tortunema*, *Polytrichoides*, *Arctacellularia* (2 вида), *Recta* и *Pellicularia*, а в толпаровской (криволюкской) – единичные *Trachyhystrichosphaera parva* Mikh., *Valeria* и *Spumosina*.

Противоположная картина наблюдается в Турханском районе, где венчающая рифейскую последовательность микрофоссилий мироедихинская микробиота отличается наибольшим обилием и разнообразием и отделяется от предшествующих ясно выраженным региональным микрофитологическим рубежом. Напомним, что специфику этого рубежа подчеркивают мироедихинские *Symatiosphaeroides*, *Miroedichia*, *Valeria* (с гипертрофированной лобостриатностью), *Polysphaeroides filiformis* Herm., *Palaeolynghya sphaerocephala* Herm. et Pyl., *Cephalonux*, *Arthrosiphon*, очень крупные *Pellicularia* с продольной щелью и ряд неописанных морфотипов необычного строения. На фоне этого обогащения мироедихинская микробиота включает все примечательные уйские (кроме *Baltisphaeridium*), а тем более немногочисленные укские таксоны, тогда как перечисленные важные мироедихинские морфотипы в учуро-майском и южноуральском разрезах отсутствуют.

Учитывая сказанное, мироедихинские микрофоссилии на Южном Урале с большим основанием коррелируются с представительной шишенякской микробиотой, чем с обедненной укской. Так, если мироедихинскую микробиоту с укской и толпаровской сближают только указанные выше транзитные морфотипы, то в шишенякской микробиоте к этим формам добавляется *Chuarina*, *Pellicularia*, *Simia*, *Valeria*, *Prolatofoma* и все главные разновидности акантоморфных *Trachyhystrichosphaera*. Следует, однако, учесть, что весьма возможное в будущем расширение микрофитологической характеристики укско-криволюкских отложений на Южном Урале и уйских толщ в Учуро-Майском регионе может существенно уточнить данные построения.

Реальность подобной перспективы и, в частности, “неестественный” характер резкого обеднения постсимских микробиот типового разреза каратая подчеркивает привлечение обильной информации о микрофоссилиях из позднеопротерозойских отложений северо-восточного Шпицбергена и Нордаустландета (см. Knoll et al., 1989; Butterfield et al., 1988; Knoll, 1992, 1994, 1996). Последние отличаются высоким таксономическим разнообразием, принадлежат остаткам про- и эукариотных, одноклеточных и многоклеточных организмов, которые входили в планктонное и бентосное сообщества.

Указанные микрофоссилии встречаются на многих стратиграфических уровнях в двух главных последовательностях региона – Хекла Хук и Мурчиссонфьорден. В той и другой последовательностях доминируют минерализованные микробиоты (формации Кап-Лорд, Ханнберг, Риссо, Дракен, Беклундтоппен и др), тогда как все главные находки самых молодых рифейских органостенных разностей приурочены к формации Сванбергфьеллет (Butterfield et al., 1994). Именно эти находки несмотря, а во многом благодаря своему несколько чужеродному “минерализованному” окружению, легко встраиваются в конструируемую в рамках биостратиграфического подхода общую последовательность микрофоссилий рифея и позволяют восполнить пробел, имеющийся в терминальной (постмироедихинской) части этой последовательности в Сибири, а отчасти и на Южном Урале.

Наглядность такого встраивания (вернее, до-страивания) несколько снижает проведенный Н. Баттерфилдом кардинальный пересмотр классификации докембрийских микрофоссилий, в результате которого многие общепризнанные их таксоны были перекомпанованы и/или переведены в синонимы в соответствии с “буквой закона”, но вопреки существующим традициям. В новой модифицированной версии классификации в микробиоте Сванбергфьеллет диагностировано 63 морфотипа, отнесенные к 56 таксонам родового и видового ранга (Butterfield et al., 1994). К особенно характерным представителям названной микробиоты, которые не известны в других местонахождениях, либо встречаются там в виде плохо сохранившихся единичных (а следовательно, не вполне достоверных) экземпляров, принадлежат соединенные плаками колониальные коккоидные *Palaeoastrum* и ветвящиеся нитчатые талломы *Proterocladus*, трактуемые как остатки соответственно хлорококковых и сифонокладовых бентосных зеленых водорослей. Другие важные морфотипы данной микробиоты имеют менее определенные биологические связи. Это, прежде всего, несомненные эукариоты *Valkyria* с возможной тканевой организацией сложно расчлененного тела, загадочные *Pseudotawuia*, предположительно цианобактерные акритархии *Pseudodendron*, фитопланктонные акритархии *Cerebrosphaera*, *Comasphaeridium*, *Goniosphaeridium*, *Gorgoniosphaeridium*, *Dictiotidium*, *Osculosphaera* и др.

Специфика микробиоты Сванбергфьеллет, определяемая присутствием в ее составе первых несомненных остатков зеленых водорослей, по мнению Н. Баттерфильда, настолько велика, что она заслуживает обособления в качестве дискретного звена (*Lagerstätten Chlorophytes*) в эволюции докембрийского микромира. С этим утверждением вполне можно согласиться, дополнив его проведением вблизи основания данной формации

важного микрофитологического рубежа, который подтверждается наличием в ней множества новых морфотипов. Заметим, что к близкому выводу пришел и Н. Баттерфильд, рассматривая микробиоту Сванбергфеллет в качестве третьего ключевого “эволюционного” звена в общей микрофитологической последовательности неопротерозоя (Butterfield, Rainbird, 1998). Более ранние, соответственно первую и вторую, ступени в такой сводной последовательности занимают, согласно этому исследователю, лахандинская микробиота (Lagerstätten Stramenopiles) и недавно предварительно описанная в цитированной работе ассоциация микроостатков формации Вайниат серии Шалер арктической Канады (Lagerstätten Alveolates), сопоставимая по многим чертам с микробиотой мироедихинской свиты. Именно подобное трехчленное деление позднего рифея на микрофитологической основе, но дополненное его четвертым самым ранним керпыльским звеном (с возможным названием Lagerstätten Chuargales) представляется наиболее обоснованным.

Авторы признательны М.А. Семихатову и К.Е. Наговицину за конструктивное критическое обсуждение развиваемых в работе положений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 99-05-64054, 01-05-64719).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Асеева Е.А., Вейс А.Ф., Фуртес В.В. Распространение верхнепротерозойских микрофоссилий рода *Serhalonux* A.Weiss // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 1. С. 219–221.
- Башарин А.К., Самозванцев В.А. Стратиграфия верхней части позднего докембрия бассейна р. Юдома // Геология и геофизика. 1964. № 11. С. 40–48.
- Вейс А.Ф. Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47–64.
- Вейс А.Ф. Микрофоссилии в довендской стратиграфии протерозоя: проблемы и подходы // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Екатеринбург. УрО РАН. 1995. С. 20–24.
- Вейс А.Ф. Биостратиграфическая концепция развития микробиоты рифея // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ. 1999. С. 48–49.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114–130.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микробиоты керпыльской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41–58.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Новые данные о составе и стратиграфическом значении верхнерифейской мироедихинской микробиоты (Туруханский район Сибири) // Докл. АН СССР. 1998. Т. 358. № 6. С. 794–798.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 97–129.
- Вейс А.Ф., Семихатов М.А. Нижнерифейская омахтинская ассоциация микрофоссилий Восточной Сибири: состав и условия формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 36–55.
- Вейс А.Ф., Козлова Е.В., Воробьева Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 20–36.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Преобразование фациально-экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998а. Т. 39. № 1. С. 85–96.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998б. № 5. С. 15–38.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 2. Интерпретация в терминах биотической палеосукцессии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 18–40.
- Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 5. С. 3–28.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Геохронологический и биостратиграфический подходы к реконструкции истории докембрийской биоты: новые находки микрофоссилий в рифее западного склона Анабарского поднятия // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 521–527.
- Виноградов В.И. Верхнедокембрийские отложения Сибирской платформы: эпигенетические преобразования и парадоксы возраста // Российский Фонд Фундаментальных исследований в Сибирском регионе (Земная кора и мантия). Тез. докл. Новосибирск. 1995. Т. 1. С. 58–59.
- Виноградов В.И., Вейс А.Ф., Буякайте М.И., Головин Д.И., Муравьев В.И. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований докембрийских отложений Юдомо-Майского прогиба Восточной Сибири и проблема возраста гипостратотипа рифея // Литология и полезн. ископ. 2000. № 2. С. 168–181.
- Волкова Н.А. Акритархи верхнего докембрия юго-восточной Сибири (устькирбинская свита) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 4. С. 66–75.
- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пятилетов В.Г. и др. Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 23–29.
- Волкова Н.А., Старников А.И., Ян Жин-Шин В.А. Стратиграфия уйской серии позднего докембрия Сетте-Дабана // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск.: ИГиГ СО АН СССР. 1978. С. 12–21.
- Герман Т.Н. Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука. 1990. 52 с.
- Головенко В.К., Белова М.Ю. Рифейские микробиоты в кремнях из билляхской серии Анабарского поднятия // Палеонтол. журнал. 1984. № 4. С. 23–32.

- Головенко В.К., Белова М.Ю. "Гигантизм" в развитии микрофоссилий докембрия и его биостратиграфическое значение. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 33–39.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др. Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17–32.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. и др. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: устьильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископ. 1997. № 5. С. 530–539.
- Горохов И.Н., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. и др. Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастаской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 3–24.
- Келлер Б.М., Янкаускас Т.В. Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 58–67.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // 27-й Международный геологический конгресс: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 56–76.
- Колосов П.Н. Верхнедокембрийские палеоальгологические остатки Сибирской платформы. М.: Наука, 1982. 94 с.
- Комар В.А. Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 30–35.
- Кондратьева Н.В. Морфогенез и основные пути эволюции гормонониевых водорослей // Киев: Наукова думка, 1975. 302 с.
- Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритонесной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 257 с.
- Крылов И.Н. Строматолиты в стратиграфии верхнего докембрия: проблемы '85. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 44–55.
- Курс низших растений. М.: Высшая школа, 1981. 504 с.
- Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. 220 с.
- Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 352 с.
- Михайлова Н.С., Подковыров В.Н. Новые данные по органостенным микрофоссилиям верхнего докембрия Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 111–123.
- Наговицин К.Е. Микрофоссилии и стратиграфия верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: 2001. 24 с.
- Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 175 с.
- Павлов В.Э., Бураков К.С., Журавлев Д.З., Цельмович В.А. Палеомагнетизм силлов Учуро-Майского района и оценка напряженности геомагнитного поля в позднем рифее // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1992. № 2. С. 92–101.
- Петров П.Ю., Вейс А.Ф. Фациально-экологическая структура деревнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 13–41.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А. Верхнерифейский строматолитовый рифовый комплекс: свита буровой Туруханского района Сибири // Литол. и полезн. ископ. 1998. № 6. С. 604–628.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах Западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.
- Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 220 с.
- Пятилетов В.Г. Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1988. С. 47–94.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск.: Наука, 1983. 215 с.
- Рудавская В.А., Фролов Б.В. Первые находки акритарх в нижних горизонтах опорных разрезов юдомской свиты // Микрофоссилии СССР. Новосибирск. Наука, 1974. С. 11–13.
- Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.
- Семихатов М.А. Методы расчленения и корреляции рифея: современная оценка // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН. 1997. С. 3–13.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Нижний рифей Сибирской платформы // Нижний рифей Сибирской платформы // Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978. С. 43–66.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 221 с.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Rb-Rb геохронология карбонатных пород ляхдинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 216–221.
- Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н. и др. О связи биотических событий и изотопных аномалий карбонатного углерода в рифее и венде // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. (в печати).
- Сергеев В.Н. Окременные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 134 с.
- Сергеев В.Н. Окременные микрофоссилии рифея Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 35–50.
- Сергеев В.Н. Микрофоссилии в стратиграфии фанерозоя: современное состояние // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 21–28.

- Сергеев В.Н., Ли Сень-Джо.* Микрофоссилии в кремнях светлинской свиты среднего рифея Учуро-Майского района Сибири и их биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 3–12.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм // М.: Наука, 1982. 176 с.
- Тимофеев Б.В.* Микрофитологические исследования древних свит. М.–Л.: Наука, 1966. 237 с.
- Тимофеев Б.В.* Сфероморфиды протерозоя. Л.: Наука, 1969. 146 с.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С.* Микрофоссилии докембрия, кембрия и ордовика. Л.: Наука, 1976. 106 с.
- Хоментовский В.В., Пятилетов В.Г.* О стратиграфическом значении микрофоссилий Сибирской платформы и ее обрамления // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 49–69.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С.* Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25–33.
- Хоментовский В.В.* Событийная основа стратиграфической шкалы протерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 43–57.
- Хоментовский В.В., Наговицин К.Е.* Неопротерозой запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 10. С. 1365–1376.
- Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- Якишин М.С.* Водорослевая микробиота нижнего рифея Анабарского поднятия (котуйканская свита). Новосибирск: Наука, 1991. 61 с.
- Якишин М.С., Фаузуллин М.Ш.* Этапность эволюции микрофоссилий и фитолитов как палеонтологическая основа событийной стратиграфии позднего докембрия // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1885–1893.
- Янкаускас Т.В.* Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия Европейской части СССР и их стратиграфическое значение // Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982. 52 с.
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J., et al.* Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precamb. Res., in press.
- Burzin M.B.* Late Vendian (Neoproterozoic III) microbial and algal communities of the Russian Platform: models of facies-dependent distribution, evolution and reflection of basin development // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. Milano 1996. V. 102. № 3. P. 307–316.
- Butterfield N.J., Knoll F.H., Swett K.* Exceptional preservation on fossils in an Upper Proterozoic shale // Nature. 1988. V. 334. № 6181. P. 424–427.
- Butterfield, N. J., Rainbird, R.H.* Diverse organic-walled fossils, including “possible dinoflagellates” from early Neoproterozoic of Arctic Canada // Geology. 1998. V. 26. № 11. P. 963–966.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K.* Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfiellet Formation, Spitsbergen // Fossil and Strata. 1994. № 15. 84 p.
- Golubic S.* The relationship between bluegreen algae and carbonate deposits // The Biology of Blue-green Algae Carr / Ed. Whitton B.A. N.Y.–Oxford, 1973. P. 434–472.
- Hofmann H.J.* Precambrian microflora, Belcher Islanda, Canada: significance and systematics // J. Paleontol. 1976. V. 50. № 6. P. 1040–1071.
- Hofmann H.J., Jackson G.D.* Shale-facies Microfossils from the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada // Paleontol. Soc. Mem. 37. 1994. V. 68. № 4. 40 p.
- Knoll A.H.* The Early Evolution of Eukaryotes: A Geological Perspective // Science. 1992. V. 256. P. 622–627.
- Knoll A.H.* Proterozoic and Early Cambrian protists: evidence for accelerating evolutionary tempo // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 1994. V. 91. № 6. P. 6743–6750.
- Knoll A.H.* Archean and Proterozoic paleontology // Palynology: principles and applications / Eds Jansonius J. and McGregor D.C. Amer. Assoc. stratigraphic palinologists Foundation. 1996. V. 1. P. 51–80.
- Knoll A.H., Sergeev V.N.* Taphonomic and evolutionary changes across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition // N. Jb. Geol. Palaeont. Abh. 1995. V. 1–3. P. 289–302.
- Knoll A.H., Semikhatov M.A.* The genesis and time-distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // Palaios. 1998. V. 13. № 4. P. 408–422.
- Knoll A.H., Swett K., Burkhardt, E.* Paleoenvironmental distribution of microfossils and stromatolites in the Upper Proterozoic Backlundtoppen Formation, Spitsbergen // J. of Paleontology. 1989. V. 63. P. 129–145.
- Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krimsky R.Sh.* The origin of the 1,72–1,73 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian Platform, Russia: Inference from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // An. Acad. Brasil Ci., 1997. V. 63. № 3. P. 295–312.
- Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al.* U-Pb geochronology of Riphean sandstones and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth and Planetary Sciences Letters. 1998. V. 164. № 3–4. C. 409–420.
- Schopf J.W.* (ed.). Earth's earliest biosphere. Its origin and evolution // Princeton, New Jersey. Univ. press. 1983. 543 p.
- Schopf J.W., Klein C.* (eds). The Proterozoic biosphere. Camb. Univ. Press. Cambridge. 1992. 1348 p.
- Sergeev V.N.* Paleobiology of the Neoproterozoic (Upper Riphean) Shorikha and Burovaya Silicified microbios, Turukhansk Uplift, Siberia // J. Paleontology. 2001. V. 75. № 2. P. 427–448.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger J.P.* Paleobiology of the Mezoproterozoic Billyakh Group, Anabar Uplift, North-eastern Siberia // J. Paleontology. 1995. V. 69. № 1. 37 p.
- Semikhatov M.A.* General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR. Soviet Sci. Rev. Sec. G. Geology. 1991. V. 1, pt. 1. N.Y.: Harwood Acad. Publ., 192 p.
- Tappan, H.* The paleobiology of plant protists. // Ed. Freeman W.H. San Francisco. 1980. 1028 p.
- Xiao S., Knoll A.H., Kaufman A.J.* Neoproterozoic fossils in Mezoproterozoic rocks? Chemostratigraphic resolution of a biostratigraphic conundrum from the North China Platform // Prec. Res. 1997. V. 84. P. 197–220.

Рецензенты К.Е. Наговицин, М.А. Федонкин

УДК 551.734.51.735.1(571.5)

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ И НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИАНГАРЬЯ

© 2002 г. Н. И. Акулов, И. М. Машук

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 13.05.99 г., получена после доработки 27.09.99 г.

В статье рассмотрены девонские и нижнекаменноугольные отложения Южной части Сибирской платформы (Приангарье). Приведены литологическое описание и палеонтологическая характеристика всех стратиграфических подразделений девона и нижнего карбона и их стратиграфических аналогов. Произведена корреляция данных стратиграфических подразделений. Проведен геолого-тектонический анализ особенностей формирования исследуемых отложений.

Ключевые слова. Стратиграфия, девон, нижний карбон, корреляция, литология.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемые отложения перспективны для поисков россыпных и коренных источников алмазов. Именно со временем их формирования связано внедрение наибольшего количества промышленно-алмазоносных кимберлитовых трубок в юго-восточной части Сибирской платформы (Брохфогель и др., 1997). Находки минералов-спутников алмазов, самих кристаллов алмазов и туфогенных прослоев в отложениях нижнего карбона в Приангарье свидетельствуют о существовании коренных источников алмазов и на юге Сибирской платформы. Их поиски весьма затруднены по разным причинам и прежде всего из-за отсутствия корреляционных стратиграфических схем исследуемых отложений.

Вопрос о корреляции нижнекаменноугольных отложений Приангарья – один из самых сложных и наиболее запутанных. Это объясняется прежде всего тем, что их накопление происходило в трех совершенно разнородных структурно-седиментационных (фациальных) зонах (СЗ3): Канско-Тасеевской (опорные разрезы 1, 12, 20 и 21), Поймо-Бирюсинской (опорные разрезы 2–11, 13–15, 23–25) и Ангаро-Тунгусской (опорные разрезы 16–19; рис. 1).

Проведенные за последние 25 лет геологосъемочные и тематические работы в разных районах Приангарья позволили выявить ряд свит и толщ, аналогичных по возрасту уже известным, но имеющим принципиально иное литологическое строение и состав. Их корреляционная стратиграфическая увязка – основная задача, стоявшая перед авторами статьи.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В основу выполненных исследований положены результаты документации многочисленных горных выработок и скважин, проведенных совместно с геологами Ивановской экспедиции (“Красноярскгеология”) в Канском и Тасеевском районах, а также данные, полученные в ходе научно-исследовательских работ по темам: “Корреляция каменноугольных отложений Тунгусского бассейна” и “Изучение стратиграфии, литологии и палеогеографии средневерхнепалеозойских отложений Рыбинско-Вилуйской зоны активизации”. Большой фактический материал получен в ходе геолого-поисковых работ в составе Алмазопроисковой партии (“Иркутскгеология”), проводившей свои исследования в Чунском и Тайшетском районах.

Важную роль при увязке стратиграфических подразделений сыграли палеонтологические и палинологические материалы, полученные из отчетов территориальных геологических фондов “Красноярскгеология” и “Иркутскгеология”.

Стратиграфия и корреляционная увязка отложений

Использовавшиеся ранее региональные стратиграфические схемы нижнекаменноугольных отложений Приангарья устарели. За последнее время получены новые данные, среди которых существенный вклад внесли лито- и биостратиграфические обобщения, выполненные Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) (Решения..., 1982). Тем не менее Приангарье в новых стратиграфических схемах рассмотрено крайне ограниченно (бассейн среднего течения р. Ангары и Канско-Тасеевская впадина). В действительности в Приангарье широко развит

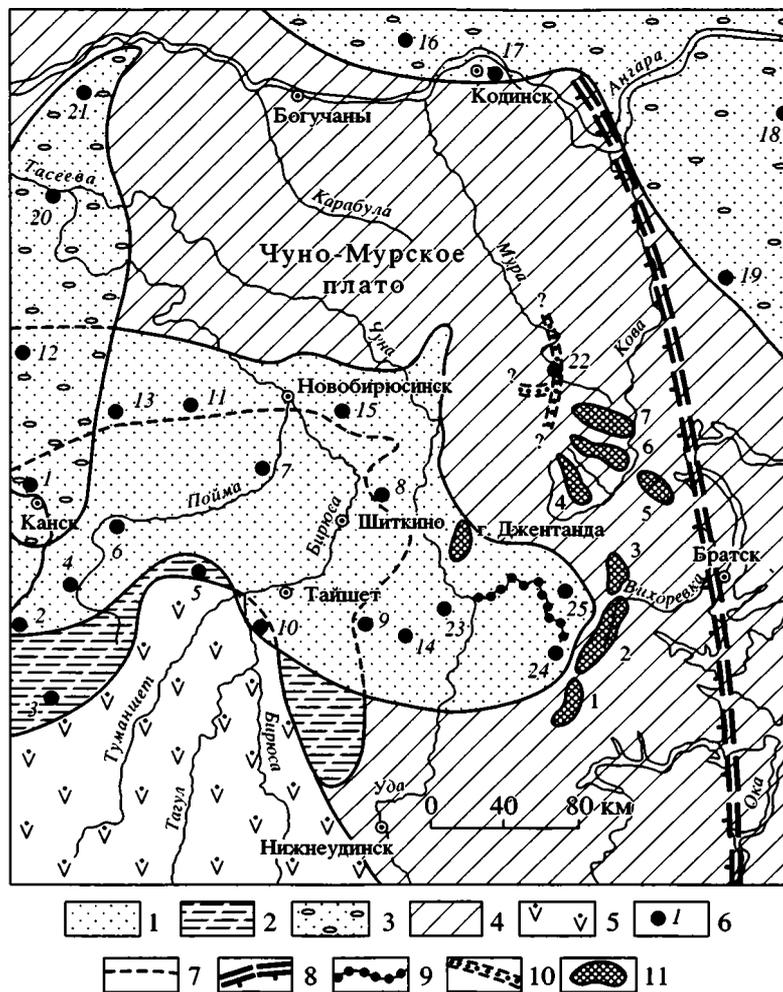


Рис. 1. Обзорная схема расположения опорных разрезов верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений в Приангарье. Площади распространения пород: 1 – турнейского и визейского ярусов; 2 – франского и фаменского ярусов; 3 – визейского и серпуховского ярусов; 4 – нижнего палеозоя; 5 – докембрия и нижнего палеозоя; 6 – опорный разрез и его номер; 7 – предполагаемая граница распространения верхнедевонских отложений; 8 – Окино-Вихоревская флексура; 9 – современная Чукшинская алмазоносная россыпь (р. Чукша); 10 – русло древней реки (отложения мурской свиты); 11 – современные хребты, сложенные породами ордовика и силура: 1 – Серый камень, 2 – Константиновский, 3 – Катырминский, 4 – Осиновый, 5 – Межжелонско-Ревунский, 6 – Бумбейский, 7 – Тырминский.

целый комплекс нижнекаменноугольных отложений.

Значительно проще обстоит дело с верхнедевонскими образованиями, вскрытыми лишь в Поймо-Бирюсинской ССЗ (Павлов и др., 1990). Позднедевонское время в Приангарье завершилось формированием известково-терригенной толщи, названной по аналогии с однотипными и одновозрастными отложениями Рыбинской впадины – **кунгусской свитой** (названа по р. Кунгус, приток р. Кан). Впервые кунгусская свита была выделена в Рыбинской впадине в 1936 г. В.Ф. Донцовым; название свиты предложено в 1949 г. А.В. Лесгафтом (Янов, 1955). В Приангарье она представлена преимущественно красноцветными мергелями с прослоями песчаников и алевролитов. Характерной особенностью свиты является

наличие своеобразных мергелистых конгломератов и известняков-кальклитов, получивших среди геологов наименование “икряные” мергели. Кальклиты хорошо прослеживаются при переходе от одного геологического разреза к другому, являясь надежным маркером.

Отложения свиты трансгрессивно, со стратиграфическим несогласием залегают на породах кембрия, ордовика и среднего девона (рис. 2). Почти всюду в основании свиты отмечены конгломераты, мощность которых изменяется от 3 до 30 м. Состав базальных конгломератов (галька гранитов, кварца, кварцитов, диабазов и сланцев) меняется с запада на восток за счет большей доли кварца, кварцитов и кремней, при этом резко сокращается мощность самой свиты от 264 до 100 м (рис. 2). В этом же направлении сокращается и

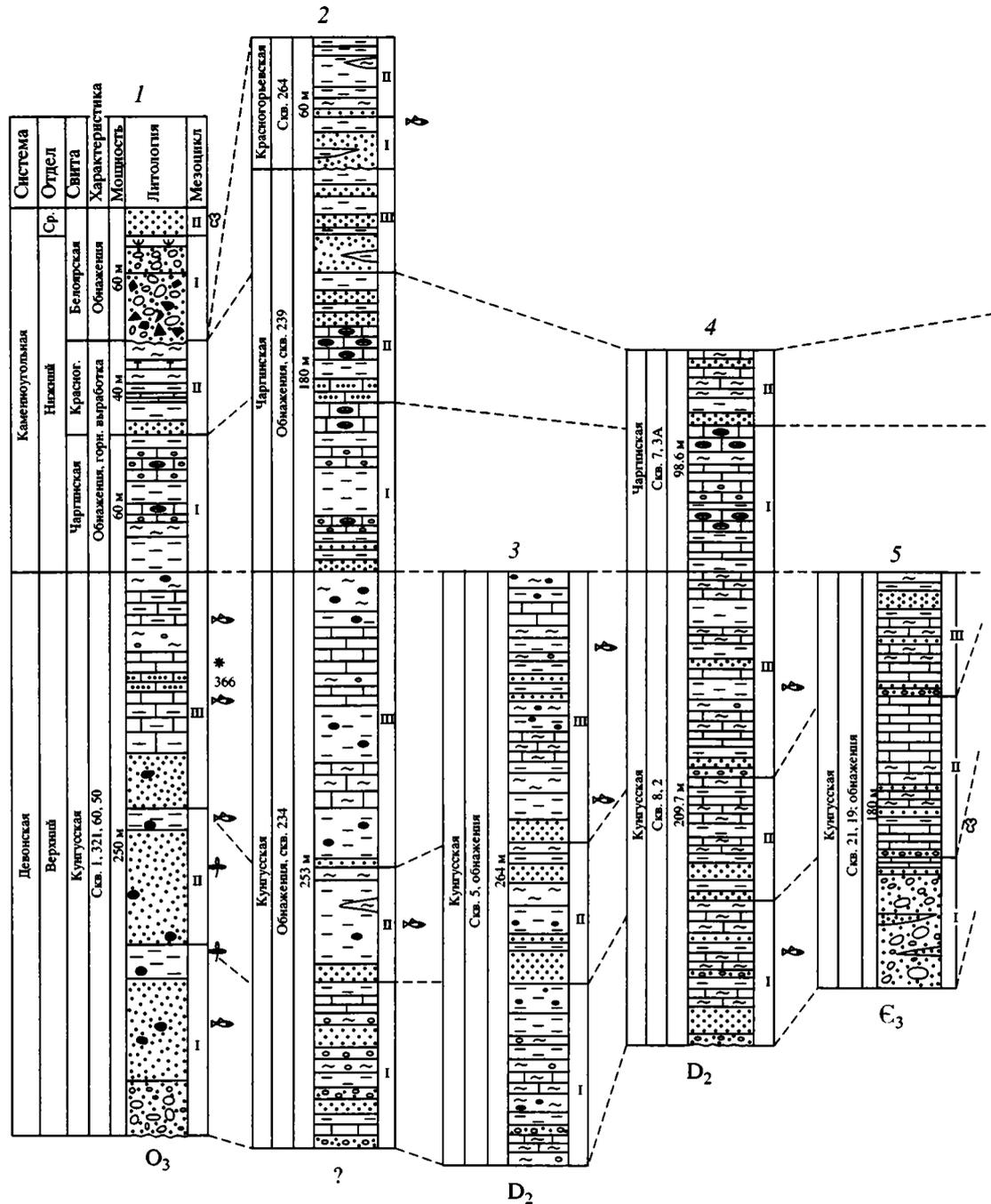


Рис. 2. Схема корреляции стратиграфических подразделений верхнего девона и нижнего карбона Приангарья.

1 – песчаники; 2–6 – песчаники: 2 – с карбонатными конкрециями, 3 – содержащие редкие гальки синие-зеленых аргиллитов, 4 – с горизонтальной слоистостью, 5 – с косой слоистостью, 6 – с дресвой и щебнем кремнистых пород; 7 – алевролиты; 8 – алевролиты с карбонатными конкрециями, 9 – кальклиты с галькой из алевролитов; 10 – алевролиты с включениями отдельных галек синие-зеленых аргиллитов; 11 – аргиллиты; 12 – кальклиты с галькой из известняков; 13 – линзы алевролитов и аргиллитов; 14 – конгломераты; 15 – конгломерки с кремнистыми и халцедоновыми плохо окатанными обломками; 16 – перетолженные продукты каолиновой коры выветривания; 17 – трепелы; 18 – туфы; 19 – туфоалевролиты; 20 – туфоаргиллиты; 21 – туфоалевролиты с включением галек из известняков; 22 – известняки; 23 – известковистые алевролиты; 24 – известковистые песчаники; 25 – известняки с кремнистыми (халцедоновыми) конкрециями; 26 – известняки интенсивно окварцованные; 27 – мергели; 28 – известняки со строматолитовыми постройками; 29–32 – местоположения ископаемых: 29 – флоры, 30 – фауны, 31 – ихтиофауны, 32 – спор и пыльца; 33 – радиологические датировки; 1–25 – опорные разрезы.

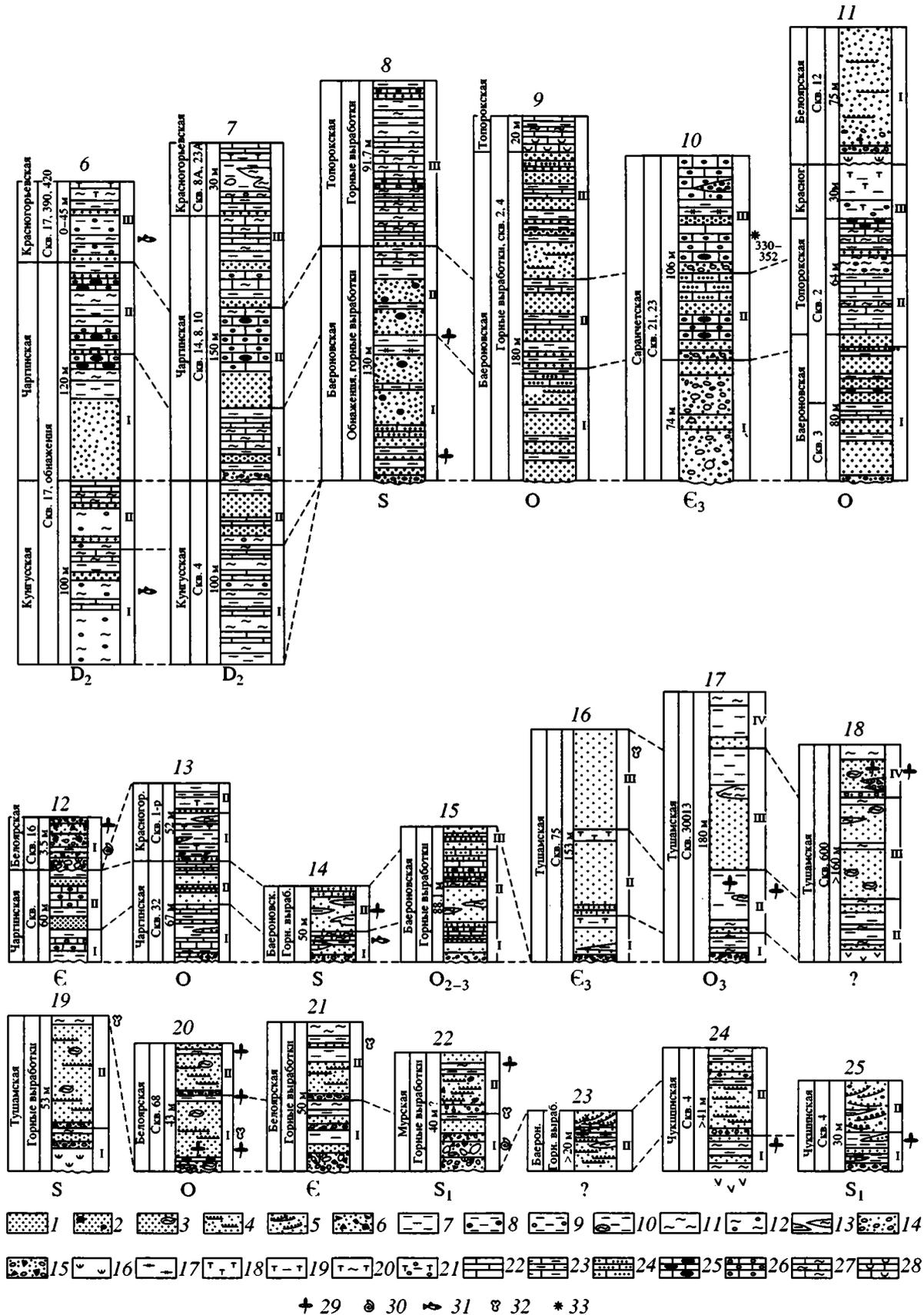


Рис. 2. Окончание.

количество мезоциклов: от трех (опорные разрезы с 1 по 5) до двух (опорные разрезы 6 и 7). Мезоциклы хорошо трассируются при переходе от одного разреза к другому и способствуют четкой корреляции.

Возраст кунгусских отложений в Приангарье определен на основании находок в них отпечатков фауны, флоры и изотопному возрасту известняков, входящих в их состав. Так, при проведении геологосъемочных работ В.Н. Москалевым, Л.П. Ляшенко и В.В. Дедовой (1959 г.) были обнаружены отпечатки панцирных рыб *Dipterus verkeulus* Pand., *Dipterus* sp., *Bothriolepis* sp., *Osteolepis macrolepidotus* и другие представители семейства *Osteolepididae*. Кроме того, ими же была обнаружена флора *Dicranophyton* sp., *Hostimella hostimensis* Pet., *Psilophyton princeps* Daws. К.М. Вайнер и Н.П. Григорьев на правом берегу р. Тины, в прослое гравелитов нашли отпечатки рыб *Bothriolepis*.

Данные о возрасте Приангарских известняков немногочисленны и противоречивы. Известняки окрестностей г. Канска ранее относились к среднему кембрию (Оттен, 1929 г., Яржемская, 1939 г., Нечаев, 1949 г.). Н.К. Дорошенко (1940 г.) сопоставлял их с известняками, возраст которых он считал нижнесилурийским. Позднее в составе карбонатной толщи были обнаружены споры *Archaeozonotriletes polymorphus* Naum., что позволило отнести их к девону (Жарков, 1960 г.).

Прямое изотопное датирование осадочных толщ имеет свои трудности. К–Аг датирование их обычно ограничено аутигенными минералами (глауконит и др.), которые в исследуемых отложениях не встречаются. Кремнистые конкреции для определения Rb–Sr возраста использовать не удалось из-за низких содержаний в них Rb (0.0003%), при относительно высоких – Sr (0.0024%). В связи с этим известняки были датированы по валовым пробам Pb–Pb и U–Pb методами (Акулов и др., 1990). Примером подобного датирования служат работы Мурбата (Moorbath et al., 1987), Бор-минг Яна (Bor-ming Jahn, 1988). По данным Pb–Pb и U–Pb методов, их возраст составляет 378 и 366 млн. лет соответственно. При этом погрешность анализа составляла 0.2–0.4%.

Приведенный выше комплекс фауны и флоры, а также данные изотопного возраста позволяют считать, что отложения кунгусской свиты сформировались в позднем девоне (франский и фаменский века).

В основании нижнекаменноугольного комплекса пород Приангарья залегают отложения **чаргинской свиты**, которая была выделена А.В. Лесгафтом (1948 г.) вблизи деревни Чаргинской, где расположен ее стратотип (Грайзер, Боровская, 1964). На исследуемой территории породы свиты залегают согласно на кунгусских отложениях. В ее ос-

новании расположены беловато-серые песчаники, а иногда красноцветные алевролиты или крупногалечные конгломераты с галькой осадочных и метаморфических пород.

В строении свиты отчетливо выделяются два мезоцикла, которые хорошо прослеживаются во всех разрезах Приангарья. Первый мезоцикл в отдельных районах на 60% состоит из известняков. Известняки массивные, характеризуются пелитоморфной и мелкозернистой структурами. Пелитоморфные известняки содержат до 15% терригенных примесей (совершенно неокатанные обломки кварца и полевого шпата, размер которых достигает 0.3 мм) и вмещают часто содержащие гнезда кальцита и кварца. Встречаются прожилки хорошо раскристаллизованного кальцита. В мелкозернистых известняках терригенная примесь достигает 30% всего объема породы и представлена зернами кварцитов, кремней, полевых шпатов и мусковитом. Терригенный материал, достигающий 30% всего объема известняков, имеет размер от 0.05 до 0.75 мм и представлен зернами кварцитов, кремнями, полевыми шпатами и мусковитом. Форма зерен остроугольная, реже полуокатанная.

Песчаники из нижней части разреза свиты различаются по составу цемента. Песчаники белые мелкозернистые (сахаровидные), слабо сцементированные с глинисто-карбонатным цементом и песчаники желто-серые, со сливным кремнистым цементом. Обе разновидности песчаников относятся к олигомиктово-кварцевым, переходным к мономинеральным. Они на 85% состоят из кварца и содержат около 10% полевого шпата и до 5% обломков кремнистых, глинистых и эффузивных пород. Базальный цемент или выполнения пор составляет до 40% объема пород. Обломочный материал хорошо сортирован. Тяжелая фракция характеризуется устойчивым комплексом акцессорных минералов, среди которых ведущими являются гранаты (80–89%) и ставролит (2–8%). Среди гранатов преобладают розовые и лилово-розовые разновидности пирропа альмандинового ряда. Второй мезоцикл состоит из неравномерно чередующихся известняков, известковых алевролитов и аргиллитов, слагающих пачки мощностью от 2 до 10 м. Белые известняки с многочисленными включениями округлых конкреций красновато-коричневых кремней весьма характерны для средней части разреза. Известковистые красноцветные песчаники, принимающие участие в строении второго мезоцикла, состоят из кварца (87–90%), полевых шпатов (3–9%) и обломков глинистых и эффузивных пород (5–6%). Кальцитовый цемент базального типа, реже выполнения пор и контактовый. Тяжелая фракция представлена гранатами (65–70%), ильменитом (15–20%), лейкоксеном (4–5%), цирконом (5–9%), рутилом (3–4%), турма-

лином (2–3%) и ставролитом (1–1.5%). Мощность свиты изменяется от 60 до 180 км.

Возраст свиты в Приангарье определен И.В. Лебедевым (1963 г.) по находкам ископаемой флоры, обнаруженной в окрестностях д. Вознесенки. А.Р. Ананьев определил в этой коллекции *Asterocalamites scrobiculatus* Zeitzl. и *Heleniella theodorii* Zal. По его заключению свита, содержащая подобные растительные остатки, является аналогом быстринской свиты (турне) Северо-Минусинской впадины. Кроме этого, Ю.И. Парфенов (1961 г.) в основании свиты обнаружил отпечатки чешуи рыб *Strepsodus siberiacus* Chab., которые по определению Д.В. Обручева и А.А. Сергиенко, также свидетельствуют о раннекаменноугольном возрасте.

Стратиграфическими аналогами чаргинской свиты являются чукшинская, саранчетская и баероновская свиты совместно с топорокской (таблица).

Чукшинская свита (названа по р. Чукше, приток р. Уды) впервые была выделена В.А. Козулиным и др. в 1989 г. под названием “чукшинская толща”. Породы свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на силурийских образованиях. Они имеют ограниченное распространение и слагают плоские водоразделы в бассейнах рек Тазы, Чукши и Байроновки. Свита подразделяется на два мезоцикла, представленных песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами и маломощными (до 1 м) конгломератами. Суммарная мощность свиты достигает 97 м.

Песчаники имеют полевошпатово-кварцевый состав. Обломки пород, составляющие более 5% легкой фракции песчаников, представлены алевролитами, песчаниками, аргиллитами и кремнями. Глинистый цемент песчаников составляет до 30–40% породы. В песчаниках найдены отпечатки явно перетолженной ихтиофауны силурийского возраста (по заключению В.И. Бялого). Среди алевролитов преобладают полевошпатово-кварцевые, кварцево-слюдистые и доломитистые разновидности. Цемент в них глинисто-доломитовый и глинистый. Аргиллиты монтмориллонитового и очень редко монтмориллонит-каолинитового состава. Содержат примесь вермикулита, хлорита и кварца. Конгломераты светло-серого цвета с галькой (до 5 см) кварца, яшм, халцедонов и сильно выветрелых алевролитов и аргиллитов.

В составе тяжелой фракции конгломератов преобладают гранаты, циркон, турмалин, сфен и хромшпинелиды.

Палеонтологические данные отложения охарактеризованы весьма слабо. Их раннекаменноугольный возраст установлен на основании единичных находок обуглившихся стволов растений класса *Lycopodiopsida*.

Саранчетская свита (названа по д. Саранчет). В 1959 г. В.Г. Комаревский и И.В. Жуков выделили все породы, обнаженные в утесе “Бычиха” (среднее течение р. Туманшет), в саранчетскую свиту, и отнесли ее к верхнему девону, сопоставив данные отложения с породами амонашской свиты Рыбинской впадины.

Отложения свиты отчетливо подразделяются на три мезоцикла: терригенный (до 74 м), карбонатно-терригенный (46 м) и терригенно-карбонатный (до 60 м). Терригенные образования первого мезоцикла с размывом и резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают на верхнекембрийских отложениях и представлены преимущественно конгломератами, содержащими отдельные валуны и линзы гравелитов с прослоями песчаников. Карбонатные образования второго и третьего мезоциклов состоят преимущественно из известняков, известковистых песчаников, окремненных известняков и мергелей.

Породы свиты широко распространены в бассейнах рек Большой и Малый Верблюды, Туманшет, Еланки, Слюдянки и Бычихи. По данным В.Т. Комаревского и Н.В. Жукова (1960 г.), в керне скважины, пройденной на правом борту р. Бычихи (интервал 64.7–65.9 м), в алевролитах Л.Д. Гомулевской были обнаружены споры: *Leiotriletes microcrugosus* (Ibr.) Naum., *L. atavus* Naum., *Retusotriletes microthelias* Naum., *R. parvimammatus* Naum., *R. communis* Naum., *Hymenozonotriletes krestovnikovii* Naum., *Trachytriletes* sp., *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *Stenozonotriletes conformis* Naum., *S. simplicissimus* Naum., *Acanthotriletes tenuispinosus* Naum., *A. squamosus* Naum., *Lophotriletes exiquis* Naum., *L. turbinatus* Naum. Эти споры встречаются как в верхнедевонских, так и в нижнекаменноугольных отложениях.

Изотопный возраст известняков, отобранных в окрестностях пос. Венгерка (среднее течение р. Туманшет), по урано-свинцовому методу, составляет 330 ± 30 млн. лет, а по свинцово-свинцовому (при большой дисперсии изотопных отношений) – 352 ± 66 –69 млн. лет (Акулов, Фефелов, 1991). Можно допустить, что известняки формировались в конце позднего девона – начале раннего карбона, однако это требует уточнения и дополнительных исследований.

Как уже отмечалось выше, комплекс пород, слагающий топорокскую и нижележащую баероновскую свиты, является стратиграфическим аналогом чаргинской свиты. Об этом свидетельствуют отпечатки ископаемой флоры и весьма близкий вещественный состав (в основании – белесые песчаники, преимущественно кварцевого состава, а в кровле – прослой окремненных известняков).

Топорокская свита (названа по р. Топорок, приток р. Усолки). История данной свиты не сов-

Обзорная геохронологическая таблица корреляции стратиграфических подразделений позднего девона и раннего карбона по свитам.

Система	Отдел	Ярус	МСК, 1982 г.	Р.Г. Матухин, 1991 г.			Н.И. Акулов, 1999 г.								
				I	II	III	I	II	III	IV	V				
Девонская	Каменноугольная	Средний	Башкирский	Мурминская свита ~68 м											
				Нижний	Серпуховской	Красногорьевская свита ~90 м									
		Визейский	Тушамская свита ~200 м			Тушамская свита ~190 м	Каолинит-халцедоновый горизонт ~500 м								
			Турнейский		Топорокская свита ~100 м	Тушамская свита ~190 м	Красногорьевская свита ~60 м								
		Турнейский			Баероновская свита ~150 м	Тушамская свита ~190 м	Чаргинская свита ~60 м								
			Турнейский		Баероновская свита ~150 м	Тушамская свита ~190 м	Попорокская свита ~110 м								
		Турнейский			Баероновская свита ~150 м	Тушамская свита ~190 м	Баероновская свита ~200 м								
			Верхний		Фаменский	Кунгусская свита ~550 м	Кунгусская свита ~550 м	О-S	О-S	О-S	О-S	О-S	О-S	О-S	О-S
		Кунгусская свита ~250 м				Кунгусская свита ~250 м	О-S	О-S	О-S	О-S	О-S	О-S	О-S	О-S	О-S
						Тушамская свита ~180 м				Тушамская свита ~180 м					
				Чаргинская свита ~150 м				Чаргинская свита ~150 м							
				Топорокская свита ~92 м				Топорокская свита ~92 м							
				Баероновская свита ~180 м				Баероновская свита ~180 м							
				Чукинская свита ~97 м				Чукинская свита ~97 м							
				Саранчетская свита ~180 м				Саранчетская свита ~180 м							

I – Ангаро-Нижнетунгусское междуречье; II – Канско-Тасеевское междуречье; III – Чуно-Бирюсинское междуречье; IV – Уда-Вихоревское междуречье; V – Тайшетский район

сем обычная и связана с М.М. Одинцовым, который, начиная с 1932 по 1940 гг., проводил исследования на Чуно-Бирюсинском водоразделе, где впервые выделил кембрийские и силурийские отложения. Верхняя часть разреза силура была подразделена на баероновский, топорокский и караульнинский горизонты (Одинцов и др., 1937). В последующем М.М. Одинцов (1960 г.) пересмотрел возраст указанной части разреза, отнес баероновский и топорокский горизонты к верхнему девону, а караульнинский горизонт был вообще изъят из употребления.

Следует отметить, что граница между баероновской и топорокской свитами неясная и намечается условно по постепенному увеличению в разрезе (сверху вниз) роли пестроцветных пород и уменьшению прослоев песчаников. Таким образом, свита отличается от баероновской меньшим количеством терригенного материала, большей известковостью, наличием сравнительно мощных и выдержанных по простиранию пластов окремненных известняков-маркеров. В то же время песчаники и алевролиты сходны с таковыми баероновской свиты. Данные отложения палеонтоло-

гически охарактеризованы слабо. В известняках и аргиллитах встречены трубчатые образования органического происхождения. По определению В.П. Маслова и Б.С. Соколова, они принадлежат водорослевым строматолитам. Их возраст не установлен. Других палеонтологических остатков не обнаружено.

Баерононская свита (названа по р. Баерононка, правый приток р. Бирюсы)¹, как отмечалось выше, выделена из силурийских отложений М.М. Одинцовым (1940 г.) под названием "баерононский горизонт". В качестве свиты впервые описана В.Л. Каницким (1961 г.). Отложения свиты широко распространены в Поймо-Бирюсинской ССЗ, где они со стратиграфическим несогласием залегают на породах нижнего палеозоя. Свита представлена плотными и слабосцементированными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями и конгломератами. Конгломераты обычно встречаются только в основании свиты, но присутствуют не везде. Их мощность не превышает 0,3 м. Это мелкогалечные породы серовато-желтого цвета. Гальки состоят из кварца, кварцитов, алевролитов и песчаников. Чаще всего разрез свиты начинается серовато-белыми песчаниками, иногда с включением мелких разрозненных галек. Песчаники – самые распространенные породы в составе свиты. Они желтовато-, зеленовато- и беловато-серые, мелко- и среднезернистые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые с карбонатным, реже глинистым или кремнистым цементом.

Алевролиты и аргиллиты образуют маломощные прослои, а мергели и карбонатные породы – быстро выклинивающиеся линзы. Породы серые, зеленовато-серые, желтые и белые, имеют массивную текстуру и очень крепкие.

В целом в строении свиты принимают участие от двух до трех мезоциклов. Непостоянство количества мезоциклов связано с резким сокращением мощности свиты при переходе от разрезов южной части (180 м) Поймо-Бирюсинской ССЗ к северной (88,1 м) и восточной (50 м).

В.Л. Каницкий (1961 г.) в алевролитах баерононской свиты обнаружил отпечатки растений (окрестности д. Нижняя Гоголевка). По заключению Н.М. Петросян, среди отпечатков определен *Lepidodendropsis theodorii* (Zal.) Jongm., известный из отложений, возраст которых не выходит за пределы раннего карбона (нижнее турне). Немного позднее В.Л. Каницкий (1965 г.) в подобных же отложениях севернее г. Тайшета собрал коллекцию ископаемых растений, принадлежащих, по определению Д.И. Ермолаева, к прими-

тивным лепидофитам (класс *Lycopsida*). Находки ископаемой ихтиофауны в отложениях баерононской свиты известны давно. В 1958 г. А.Л. Калинин, проводя геологический маршрут по правому борту р. Уды, между ее притоками – реками Ангой и Ангой Сухой, в отложениях данной свиты обнаружил чешую рыб. По определению Д.В. Обручева, чешуя принадлежит новому виду акантодий (*Lomphodus* sp. nov.), возраст которых не выходит за пределы турнейского века раннего карбона.

И вновь возвращаясь к чаргинской свите, следует отметить, что она стратиграфически согласна перекрывается красногорьевской свитой, отложения которой широко распространены к западу от г. Новобирюсинска.

Красногорьевская свита впервые выделена из состава нижнего карбона Б.А. Фуксом и И.М. Шахановским (1955 г.) и названа по дер. Красногорьевская. Характерной особенностью свиты является отсутствие в ее составе известняков и наличие пепловых туфов. Она сложена монотонно переслаивающимися аргиллитами, туффитами, песчаниками и алевролитами при преобладании аргиллитов и туффитов. Для пород свиты характерна светло-серая с голубоватым, зеленоватым, реже желтоватым оттенками окраска пород.

Песчаники кварцевые, реже кварцево-полевошпатовые, на известковистом цементе. Структура их неравномернозернистая, текстура массивная. Туффиты обычно серые с зеленоватым оттенком, массивные, плотные, очень крепкие, часто фарфоровидные с раковистым изломом. Алевролиты окрашены в различные оттенки зеленого цвета. Они обладают комковатым строением и включают рассеянную мелкую (до 1 см) гальку зеленых аргиллитов. Глинистые алевролиты постепенно сменяются аргиллитами. В составе алевролитов часто встречаются пепловые обломки вулканического стекла. Их количество достигает 15%. Обломки стекла имеют характерную крючковатую, изогнутую форму. Обычно они замещаются бледным желтовато-зеленым хлоритом, образующим радиально-лучистые агрегаты. Аргиллиты состоят преимущественно из хлорита, монтмориллонита и гидрослюды. Местами в породах свиты отмечается четкая горизонтальная слоистость, обусловленная в алевролитах тонкими (1–2 мм) прослойками глинистого материала, а в аргиллитах – песчаной примесью. Мощность свиты колеблется от 40 до 60 м.

В 1947 г. А.В. Аксарин в скважине № 266 (около д. Переяславки) на глубине 273 м обнаружил отпечатки *Strepsodus siberiacus* Chab. (определение Д.В. Обручева). Позднее И.В. Лебедевым была собрана коллекция ископаемой флоры из аргиллитов верхней части свиты (обнажение вблизи д. Вознесенки). А.Р. Ананьевым и Ю.В. Михайло-

¹ В стратиграфическом словаре СССР "Карбон. Пермь" (Л.: Наука, 1977) ошибочно указано, что свита названа по р. Баерононка, приток р. Усолки, но у р. Усолки такого притока нет.

вой были определены следующие растения: *Zallesskyodendron sibiricum* Radcz., *Z. alternans* (Schm.) Radcz., *Protosalanus distans* (Chachl.) Radcz., *Lygionopteris* sp., *Praeepidodendron varium* Radcz., *Sublepidodendron alternans* (Schm.) An. et Mikh., *S. distans* (Chachl.) An. et Mikh.

Важно отметить, что обнаруженные в составе красногорьевской свиты многочисленные отпечатки *Sublepidodendron alternans* (Schm.) An. et Mikh. свидетельствуют о принадлежности вмещающих их слоев к визейскому ярусу нижнего карбона. Вполне возможно, что верхняя часть свиты захватывает и низы серпуховского яруса (таблица).

Почти полным стратиграфическим аналогом красногорьевской свиты является тушамская свита.

Тушамская свита (названа по р. Тушамы, приток р. Ангары) впервые выделена М.Ф. Нейбург в 1956 г. Отложения свиты широко распространены в северо-восточной части Приангарья, где они с размывом и стратиграфическим несогласием залегают на породах нижнего палеозоя. Наиболее мощные разрезы свиты достигают 180 м. В их строении отчетливо выделяется четыре мезоцикла, которые хорошо прослеживаются при переходе от одного разреза к другому. Доминирующими породами в составе свиты являются песчаники; на алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты приходится около 20%. Вещественный состав тушамской свиты рассмотрен достаточно детально (Павлов и др., 1974, 1990). Возраст тушамской свиты определен на основании находок в породах свиты ископаемой флоры.

В 1949 г. Д.А. Туголесов передал на определение М.Ф. Нейбург коллекцию ископаемой флоры, собранную им на обнажении "Красный Яр", впоследствии ставшем стратотипом тушамской свиты. М.Ф. Нейбург (1956) определила ископаемую флору из этой коллекции как *Кнопгга* и *Bergeria* – декортицированная кора лепидофитов, возраст которых не выходит за пределы раннего карбона (визейский и серпуховской века).

М.И. Грайзер и Ф.С. Ульмасвай в этом же обнажении нашли остатки ископаемой флоры, которая, по заключению А.Р. Ананьева, позволяет считать, что возраст тушамской свиты колеблется в пределах от позднего турне до раннего серпухова (Ананьев и др., 1969).

В 1982 г. нами была собрана коллекция ископаемой флоры в районе Богучанской ГЭС (опорный разрез № 17). Она состоит только из *Sublepidodendron neuburgae* Anap. Отпечатки растений были найдены и в скважине, пробуренной вблизи устья р. Тушамы. На глубине 189 м в серых песчаниках были обнаружены отпечатки тонких стволов с крупными подушечками, принадлежащие *Caenodendron sibiricum* (Kovb.) Radcz. Найденные

остатки флоры позволяют датировать вмещающие отложения в интервале от позднего турне до раннего серпухова включительно.

Сводный разрез нижнего карбона венчает каолинит-халцедоновый горизонт, залегающий с размывом на красногорьевской и чаргинской свитах и более древних образованиях, вплоть до архея (Матухин, 1991). Согласно решениям МСК (Решения..., 1982), каолинит-халцедоновый горизонт, выделенный здесь ранее (совместно с более молодыми угленосными отложениями) в качестве тушамской свиты, получил наименование мурминской свиты, но совершенно необоснованно, с нашей точки зрения, был отнесен к среднему карбону.

Это было бы правильным, если бы касалось отдельных строго изолированных впадин в Приангарье – Кулаковско-Погромнинской и Кокуйской, и то лишь для угленосной верхнетушамской подсвиты. Нижнетушамская (конгломератовая) подсвита этих впадин, по заключению Г.Н. Трошковой (Павлов, 1974), соотносится с серпуховским ярусом и синхронна каолинит-халцедоновому горизонту Канско-Тасеевской ССЗ, а угленосная верхнетушамская подсвита – среднему карбону (мазуровской свите Кузбасса) и должна относиться к низам катской свиты (C₂₋₃).

Почти повсеместное распространение пород каолинит-халцедонового горизонта в пределах Канско-Тасеевской ССЗ и его прекрасная палинологическая датировка, выполненная Л.Н. Петерсон (Юферев и др., 1980), позволяют нам выделить его в качестве самостоятельной белоярской свиты (по д. Белоярское, Канский район).

Белоярская свита. Довольно протяженный (около 200 м) стратотип расположен на правом берегу р. Кан (в 3 км ниже по течению от д. Белоярское). Конглобрекчии содержат хорошо окатанную (пестроокрашенную) гальку и щебень кварца, яшмы, агатов, кварцитов и отдельные валуны плохо окатанных халцедонов. Почти всюду конглобрекчии обохрены, а местами карбонатизированы. Их кровля (около 0.8 м) интенсивно кирасицирована, а самая верхняя часть (до 0.15 м) представляет собой кирасу. Цемент конглобрекчий нередко составляет до 50–70% породы и представлен угловатыми зернами кварца и халцедона, связанными глинистым материалом каолинового состава или сидеритом.

В строении разреза наблюдается отчетливая градационная слоистость, выраженная в постепенном переходе (вверх по разрезу) от конглобрекчий к гравелитам, а затем к песчаникам, содержащим отдельные неокатанные обломки халцедонов. Затем вновь идут конглобрекчии и все повторяется, а окатанность материала ухудшается вплоть до формирования седиментационных брекчий.

В своем стратотипе белоярская свита залегает на элювиальной коре выветривания известняков чаргинской свиты. Отмечены участки, где конглобрекчии выполняют карстовые воронки, образовавшиеся в известняках (Павлов, Будникова, 1977). Иногда в основании свиты в небольших западинах рельефа залегает белая, участками кремневая брекчиевидная плотная глинистая порода с кремнистыми конкрециями (Акулов, 1984). Мощность слоя колеблется от 2 до 5 м. Выше залегает пласт мощностью от 0,2 до 2 м белых плотных каолиновых аргиллитов с кремнистыми включениями. По химическому составу они подобны флинткляем (обнажение на р. Елань в 1,4 км выше устья).

Каолинит-халцедоновые образования белоярской свиты отдельными изолированными "пятнами", размером до 4 м², залегают и у подножья Енисейского кряжа, где они с резким угловым и стратиграфическим несогласием лежат на архейских биотитовых гранитах Таракского комплекса. Разрез свиты преимущественно однообразен, а его главным элементом является халцедон-каолиновая конглобрекчиевая толща (до 20 м), лежащая в основании свиты. Конглобрекчия сложена переротложенными продуктами древней коры выветривания, представленными светло-серыми каолиновыми глинами и различно окрашенными кавернозными яшмами, халцедонами, кварцитами и хорошо окатанными гальками подстилающих пород. Вся толща сильно обохрена и вмещает линзы и прослой желтых разнозернистых песчаников с редкой галькой кварца. Выше лежащие отложения состоят исключительно из песчаников с маломощными прослоями алевролитов. Песчаники кварцевые, полевошпатово-кварцевые светло-серые, от мелко- до крупнозернистых. Они сложены полукатанными и окатанными обломками кварца (60–80%), полевых шпатов (10–20%), кремнистых пород и мусковита. Цемент базального типа по составу глинистый (каолинитовый) и карбонатно-глинистый.

Следует отметить, что литологический состав свиты недостаточно выдержан. На одних участках в ее составе преобладают конглобрекчии, в других – песчаники или конгломераты, в связи с чем установление верхней границы иногда вызывает затруднение. В таких случаях граница проводится условно по исчезновению или резкому сокращению в разрезе грубообломочного материала и появлению черных углистых алевролитов и аргиллитов с пропластами углей или пластов углей, относящихся к среднему–верхнему карбону.

По данным А.В. Благодатского и Р.Т. Усаур (1968 г.), на ручье Грязном (левый приток р. Брякич) в породах белоярской свиты А.С. Хаментовским, а затем А.А. Предтеченским найдены отпечатки пелеципод *Modiolopsidae* плохой со-

хранности. В 1976 г. Ф.М. Гайнцев на правобережье р. Ёжик в алевролитах описываемой свиты обнаружил монодоминантную ассоциацию, состоящую, по определению В.М. Ковбасиной, из коры *Angarodendron obrutschewii* Zal. Этот вид начинает появляться в острогское (серпуховской ярус), а расцвет его приходится на мазуровское (башкирский и московский ярусы) время.

Учитывая находки вышеописанных палеонтологических остатков и многочисленных спорово-пыльцевые комплексы, выявленные Г.Н. Трошковой (Павлов, 1974) и Л.Н. Петерсон (Юферев и др., 1980), возраст белоярской свиты укладывается во временном интервале от серпуховского до начала башкирского веков (таблица). Таким образом, от мурминской свиты (из-за возможности ее подразделения на палеонтологически охарактеризованные части) следует отказаться (упразднить), при этом нижняя ее часть (конгломератовый горизонт) переходит в ранг белоярской свиты, а верхняя (угленосная) часть, со среднекарбонным спорово-пыльцевым комплексом, переносится в основание катской свиты.

Стратиграфическим аналогом белоярской свиты является мурская свита, отложения которой вскрыты горными выработками и скважинами в верховьях р. Муры (рис. 1).

Мурская свита (названа по р. Муре, приток р. Ангары) впервые выделена в 1959 г. Б.М. Владимировым и Л.Н. Зведером в качестве мурской толщи, в составе которой они обнаружили пиропосодержащие конглобрекчии, конгломераты и песчаники, слагающие узкую полосу (шириной от 0,2 до 0,8 км, длиной около 8 км) и перекрывающие нижнепалеозойские отложения. Фациальный анализ мурских отложений показал, что они приурочены к древней долине и представлены делювиально-пролювиальными и аллювиальными типами отложений (Акулов, 1990).

Породы мурской свиты со стратиграфическим несогласием и размывом залегают на отложениях ордовика и силура. Наиболее представительные разрезы свиты вскрыты горными выработками в верховьях ручья Артельного. Здесь на дезинтегрированных и выветрелых красноцветных породах братской свиты ордовика залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Конглобрекчии, состоящие из окатанных и угловатых обломков кварца, кварцитов и халцедонов, яшмы и кремнистых известняков. Размер обломков колеблется от 0,5 до 10 см, но встречаются отдельные включения в виде валунов 40 × 40 см. Неокатанные обломки преобладают над окатанными. Порода сильно обохрена, а местами карбонатизирована 1.5.

2. Конгломераты зеленовато-серого цвета с прослоями и линзами лимонитизированного песчаника. Галечный материал хорошо окатан и представлен зеленовато-голубыми аргиллитами, серовато-белыми

известняками и плохо окатанными яшмами. Цементом служит интенсивно карбонатизированный песчаный материал, в составе которого отчетливо видны многочисленные фиолетовые зерна пиропов 1.6.

3. Песчаники кварцевые, желтовато-серые, крупнозернистые, горизонтально слоистые 1.5.

4. Гравелиты розовато-серые, состоящие из гравелин кварца, яшмы и аргиллитов. Цемент известковистый 0.5.

5. Песчаники кварцевые крупнозернистые, горизонтально слоистые, светло-серые с обильными угловатыми зернами яшмы 2.5.

6. Песчаники желтовато-бурые, мелко- и среднезернистые 0.8.

7. Аргиллиты зеленовато-серые 1.0.

8. Песчаники кварцевые, среднезернистые 1.0.

9. Аргиллиты желтовато-серые 0.7.

10. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, с глинистым цементом 0.8.

11. Аргиллиты серые, с горизонтально-волнистой слоистостью 0.7.

12. Песчаники кварцевые, темно-серые, с включением гравийно-галечного материала 5.7.

13. Песчаники серовато-коричневые, мелкозернистые, с горизонтальной слоистостью 3.5.

14. Аргиллиты темно-серые, углистые 1.5.

15. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, с печатками растений плохой сохранности 3.0.

16. Песчаники желтовато-серые, мелкозернистые 4.6.

17. Аргиллиты темно-серые, углистые 0.5.

18. Песчаники темно-серые, мелкозернистые, с плохо выраженной горизонтальной слоистостью 3.6.

19. Алевролиты темно-серые, переслаивающиеся с аргиллитами 2.0.

20. Песчаники мелкозернистые, серые 3.0.

Суммарная мощность сводного разреза 40.0 м.

Вопрос о возрасте пород мурской свиты один из самых дискуссионных. Первое десятилетие (1959–1969 гг.) их считали позднедевонскими (Б.М. Владимирова и Л.Н. Зведер, 1958 г.). В 1971 г. С.А. Кашик и М.М. Одинцова, основываясь на данных спорово-пыльцевых комплексов, полученных из различных горизонтов, перекрывающих конглобрекчиевую толщу отложений, отнесли данные образования к нижней юре. В самой же конглобрекчиевой толще найдены обуглившиеся растительные остатки, достигающие 3 мм в диаметре. Строение пор древесных клеток чаще всего араукариоидное, иногда в них видны лестничные и спиральные утолщения. Мелкие и разрушенные обрывки кутикулы встречены в виде единичных остатков в мелкозернистых песчаниках свиты. Размеры обрывков очень мелкие и плохой сохранности. Особенностью растительного детрита мурской толщи является минерализация части кутикулы, а также значительная степень

углефикации других трудно определяемых кутикулярных остатков.

По данным Л.В. Башкирова и Л.Н. Зведера (1961 г.) в конгломератах, содержащих пиропы, обнаружены многочисленные (вероятно, переотложенные) обломки игл иглокожих (коллекция О.А. Павлинова, определение О.К. Смирновой).

Палинологические исследования показали, что выделить спорово-пыльцевые комплексы из вышеописанных отложений весьма сложно, так как они практически “немые”. Только из темно-серых алевролитов, залегающих в кровле мурской свиты, вскрытой на водоразделе рек Джелинды и Камиши (скважина № 63), удалось выделить следующие споры: *Acanthotriletes larvatus* Lub., *A. lunatus* (Kustova) Naum., *Retusotriletes ciliaris* Peterson. Два последних таксона являются видами-индикаторами серпуховского возраста. Они весьма характерны для пород каолинит-халцедонового горизонта (Грайзер и др., 1980) и верхней части тушамской свиты бассейна р. Ангары (Павлов, 1974). Таким образом, мы полагаем, что породы мурской свиты сформировались в течение серпуховского и, вероятно, начале башкирского веков.

Завершая рассмотрение вопросов стратиграфии и корреляции пород верхнего девона и нижнего карбона, кратко остановимся на главнейшей геолого-тектонической структуре, контролирующей их формирование. Прежде всего это Окино-Вихоревская флексура, которая, простираясь в субмеридиональном направлении, ограничила проникновение древнего Поймо-Бирюсинского залива на восток (рис. 1). Прослеженная протяженность флексуры составляет 600 км, а амплитуда смещения крыльев составляет до 400 м, при этом поднятым является ее восточное крыло (Замараев, Кузнецов, 1961). Крутизна флексуры увеличивается с юга на север. И если в районе р. Оки погружение пластов на флексуре составляет 6 м на 1 км, на участке г. Братска – 50 м, то в верховье р. Ковы – более 150 м. Генетически Окино-Вихоревская флексура связана с разломами фундамента и является их отражением в осадочном чехле, в том числе и в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях. Вдоль западного крыла флексуры в настоящее время протягивается целая цепочка хребтов, сложенных отложениями ордовика и силура, которые отражают усложненные дифференцированные блоковые подвижки фундамента на этой площади (рис. 1).

В Якутской алмазоносной провинции установлена приуроченность алмазных трубок к тектоническим нарушениям – флексурам и усложняющим их разрывам, расположенным в поле ордовикских пород, как это имеет место и на Окино-Вихоревской флексуре. В самой же Поймо-Бирюсинской ССЗ отчетливо выделяется современная Чукшинская (по р. Чукше) алмазоносная россыпь, приуроченная к ее восточной окраине (рис. 1). Кроме того, в породах баероновской, тушамской, чук-

шинской и мурской свит найдены минералы – спутники алмазов – пиропы. Особенно среди них выделяются конглобрекчи и конгломераты мурской свиты, в составе которых в среднем содержится около 30 знаков пиропов на лотковую шлиховую пробу объемом 20 литров. Следует отметить, что и в русловых отложениях р. Ковы обнаружено 20 кристаллов алмазов весом 145.8 мг. Все это вместе взятое позволяет предположить о возможной пространственной связи Окино-Вихоревской флексуры с коренными источниками алмазов юга Сибирской платформы, на что еще в свое время указывали С.М. Замаараев и Г.А. Кузнецов (1961).

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1) нижнекаменноугольные отложения Приангарья представлены сложным комплексом карбонатно-терригенных образований, детальная корреляция стратиграфических подразделений которых отражена на схеме корреляции по опорным разрезам и в обзорной геохронологической таблице;

2) отложения, входящие в каолинит-халцедоновый горизонт, выделены в виде самостоятельной белоярской свиты;

3) угленосные отложения мурминской свиты (ранее выделяемые в верхнетушамскую подсвиту) в Кокуйской и Кулаковско-Погромнинской впадинах отнесены к катской свите, а ее нижняя часть (нижнетушамская подсвита) – к белоярской; мурминскую свиту предложено изъять из употребления;

4) породы мурской свиты коррелируются с отложениями, входящими в состав белоярской свиты и датируются раннекаменноугольным возрастом (серпуховской век);

5) Окино-Вихоревская флексура – главнейшая среднепалеозойская флексура, контролировавшая процесс осадконакопления на юге Сибирской платформы;

6) наиболее перспективной для обнаружения коренных источников алмазов является территория, прилегающая к Окино-Вихоревской флексуре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акулов Н.И. Структурно-седиментационные зоны верхнего палеозоя юго-западной части Тунгусского бассейна // Геология и геофизика. 1984. № 5. С. 97–101.
 Акулов Н.И. Фациальный анализ верхнепалеозойских промежуточных коллекторов алмазов Ангариды // Сов. геология. 1990. № 5. С. 48–56.
 Акулов Н.И., Фефелов Н.Н. Стратиграфия девонских и нижнекаменноугольных отложений Восточного Присяяня // Сов. геология. 1991. № 2. С. 40–47.
 Акулов Н.И., Фефелов Н.Н., Заруднева Н.В. и др. Новые данные об абсолютном возрасте верхнепалеозой-

ских известняков Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1990. № 2. С. 13–18.

Ананьев А.Р., Грайзер М.И., Ульмасвай Ф.И. О возрасте тушамской свиты Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 5. С. 1065–1068.

Брохфогель Ф.Ф., Зайцев А.И., Шамина Э.А. Возраст кимберлитовых магматитов – основа прогнозирования алмазности территорий // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 20–24.

Грайзер М.И., Боровская И.С. Стратиграфо-литологическая характеристика нижнего карбона Рыбинской и Кремчугской впадин // Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1964. С. 153–165.

Грайзер М.И., Петерсон Л.Н., Ульмасвай Ф.С. Юго-западная и южная части платформы // Нижний карбон Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. С. 19–26.

Замаараев С.М., Кузнецов Г.А. О крупнейшей флексуре юга Сибирской платформы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1961. С. 151–159.

Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 64 с.

Нейбург М.Ф. О тушамской свите Тунгусского бассейна – аналоге острогорской свиты Кузбасса // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110. № 2. С. 267–268.

Одинцов М.М., Филиппченко В.В. Геологический очерк Тайшет-Братского района Восточной Сибири // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 16. Свердловск–Москва: ОНТИ, 1937. С. 43–53.

Павлов С.Ф., Ломоносова Т.К., Акулов Н.И. Угленосная формация юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. Новосибирск: Наука, 1990. 151 с.

Павлов С.Ф., Будникова Н.С. Состав каменноугольных отложений Канско-Тасеевской впадины // Континентальный и прибрежно-морской литогенез. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977. С. 14–26.

Павлов С.Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна. Новосибирск: Наука, 1974. 170 с.

Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. 127 с.

Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н. Теоретические и прикладные вопросы цикличности осадконакопления // Основные теоретические вопросы цикличности осадконакопления. М.: Наука, 1977. С. 9–33.

Юферов О.В., Богуш О.И., Вагг О.В. и др. Нижний карбон Средней Сибири // Новосибирск: Наука, 1980. 221 с.

Янов Э.Н. Стратиграфия девонских отложений Рыбинской впадины // Докл. АН СССР. 1955. Т. 104. № 5. С. 767–770.

Bor-ming Jahn. Pb-Pb dating of young marbles from Taiwan // Nature. 1988. № 332. P. 429–432.

Moorbath S., Taylor P.N., Orpen J.L. et al. First direct radiometric dating of Archaean stromatolitic limestone // Nature. 1987. № 326. P. 865–867.

Moscow Symposium "Devonian eustatic changes of the World Ocean level (9–22 July 1994). Abstracts volume. M.: Palaeontological Institute, AS. 1994. 51 p.

Рецензенты В.А. Аристов, А.С. Алексеев

УДК 561:551.763.13 (477.75)

ПОЗДНЕАЛЬБСКАЯ ФЛОРА ОКРЕСТНОСТЕЙ СЕЛА ПРОХЛАДНОЕ (КРЫМ)

© 2002 г. М. П. Долуденко*, С. Б. Смирнова**, М. Г. Моисеева*

* Геологический институт РАН, Москва

** Московский государственный университет, Геологический факультет, Москва

Поступила в редакцию 28.02.2000 г.

Палеоботаническое и палинологическое изучение одних и тех же слоев дает казалось бы противоречивые данные для восстановления флоры и растительности позднего альба. Так в отложениях верхней части зоны *Hysterocheras orbignyi* верхнего альба (с. Прохладное в Крыму) среди отпечатков растений доминируют побеги хвойных сем. *Taxodiaceae* (род *Geinitzia*) и папоротник р. *Gleichenia* при наличии редких представителей схийейных и диксониевых. В палиноспектре из этого же слоя доминируют двухмешковая пыльца сем. *Pinaceae*, *Podocarpaceae* и др. и папоротники семейств схийейных, диксониевых, глейхениевых. Если данные по папоротникам близки, то по хвойным совершенно различны: преобладание среди отпечатков таксодиевых почти не отражено в палиноспектре, в котором их пыльца встречается единично. Доминирование и разнообразие в палиноспектре двухмешковой пыльцы в свою очередь не связано с количеством отпечатков, относимых к этим растениям – их только два. Однако объединение данных и анализ причин этого несоответствия дают возможность восстановить реальную картину растительности позднеальбского времени. И те, и другие указывают на то, что морское побережье на изученном участке было покрыто разнообразными папоротниками, среди которых доминировали глейхениевые и схийейные. Находки большого количества побегов *Geinitzia* дают основание полагать, что прибрежная полоса с папоротниками была неширокой, а хвойные микрофильные леса почти спускались к морю. Данные палинологии свидетельствуют о присутствии возвышенных склонов, где произрастали хвойные, продуцирующие в большом количестве двухмешковую пыльцу. Все указывает на то, что рельеф был достаточно расчлененным и разнообразным, а климат теплым и влажным.

Ключевые слова. Поздний альб, зона *Hysterocheras orbignyi*, Крым, ископаемые растения, палиноспектр, палинокомплекс, флора, растительность.

ВВЕДЕНИЕ

Альбский век в истории высших наземных растений играет особую роль в связи с начавшейся радиацией покрытосеменных. К сожалению, уверенно датированных флор, особенно в пределах европейской части северного побережья Тетиса, крайне мало. В конце прошлого века альбские флоры стали известны в Португалии (Saporta, 1894), в окрестностях г. Канева и в Подолии (Радкевич, 1895). Среднеальбские флоры были сравнительно недавно обнаружены в Крыму в окрестностях г. Симферополя (Станиславский, Киселевич, 1986); позднеальбские – в окрестностях г. Канева (Пименова, 1939; Долуденко и др., 1987, 1988, 1992), а также близ с. Прохладное Бахчисарайского района Крыма (Красилов, 1984; Долуденко и др., 1999). Здесь В.А. Красиловым найдены и растения сеномана. Позднеальбские флоры окрестностей г. Канева и с. Прохладного изучены современными методами с применением эпидермально-кутикулярного анализа, сканиру-

ющего микроскопа, анатомического изучения листьев и древесины.

В связи с редкими находками позднеальбских растений авторами были повторены сборы В.А. Красилова из обнажения A_4 (отложения зоны *Hysterocheras orbignyi*). Отпечатки растений сохранились в алевритовых глинах, из этих же пород выделен палиноспектр. Предлагаемая работа является результатом совместного изучения палеоботанического и палинологического материала с целью дать более полную и достоверную картину флоры и растительности этого района, поскольку данные обоих методов дополняют и уточняют друг друга.

Коллекция собрана М.П. Долуденко в 1988 г. и хранится в ГИН РАН (Москва) под № 4857. Фотографии растений выполнены А.И. Назаровым и М.Г. Моисеевой, ею же выполнены рисунки *Gleichenia zippei*. Авторы выражают благодарность М.А. Ахметьеву, В.А. Красилову и Б.Т. Янину за ценные советы и консультации, а также А.А. Богданову за помощь в сборе ископаемых растений.

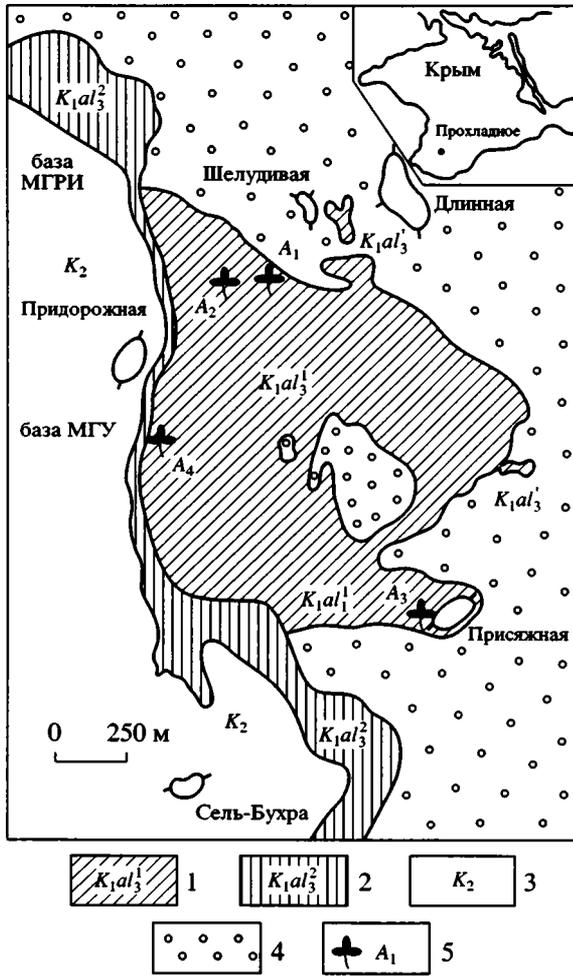


Рис. 1. Схема распространения отложений верхнего альба в районе села Прохладное, Бахчисарайский район, Крым (по Янину, 1976).

1 – площадь выходов глин, песчаников и конгломератов зоны *Hysterocheras orbigny*; 2 – коренные выходы песчаников зоны *Mortoniceras inflatum*; 3 – покрывающие верхнемеловые отложения; 4 – доальбские отложения; 5 – места сбора растительных остатков В.А. Красиловым (1984, A₁–A₄), авторов (A₄).

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Верхнеальбские отложения в районе с. Прохладное выполняют глубокую Мангушскую котловину. Одноименная толща представлена различными терригенными фациями – от грубых несортированных конгломератов до тонких алевитистых глин. В связи со сложным строением мангушской толщи ее изучение проводилось неоднократно с использованием геофизических, петрографических, палеонтологических методов, а также данных бурения. Для выяснения условий формирования мангушских отложений изучались палинокомплексы, проводился анализ минерало-

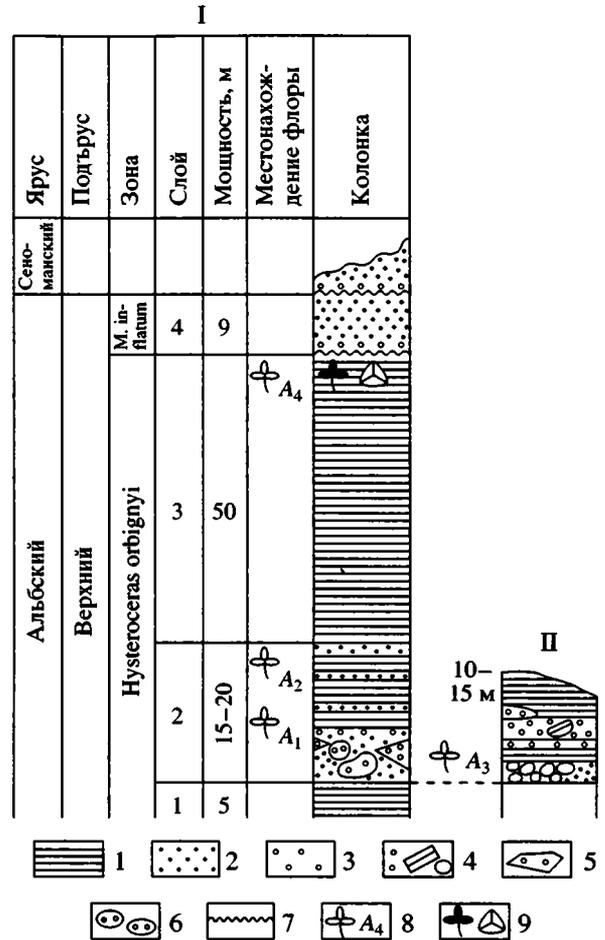


Рис. 2. Схема сопоставления флороносных разрезов верхнеальбских отложений с. Прохладное (по Б.Т. Янину, 1964). I – Мангушский ручей – гора Придорожная, II – гора Присяжная.

1 – алевитовая глина; 2 – плотный сильно сцементированный песчаник; 3 – конгломераты; 4 – валунный и глыбовый конгломерат; 5 – линзы конгломерата; 6 – караваяобразные конкреции песчаников с галькой; 7 – разъем; 8 – местонахождение флоры В.А. Красилова (1984); 9 – место сбора растительных остатков и отбора палинопроб авторами.

гии глин (Янин, 1964, 1976; Чернов, Янин, 1975; Стафеев и др., 1997 и др.).

Предполагается, что Мангушская котловина представляла собой ложе ингрессионного бассейна, имевшего ограниченную связь с обширными морскими акваториями. Обломочный материал поступал в котловину как из близких, так и из отдаленных источников. Море ингрессировало с юго-востока со стороны Черноморского бассейна, что сопровождалось транспортировкой обломков разного, в том числе и грубого материала. По мере проседания котловины и выработки стабильного канала стока стал накапливаться тонкий материал. Мангушский бассейн был проточ-

ным, что подтверждается обитанием в нем эвригалинной фауны.

Впервые полное стратиграфическое описание флороносных отложений верхнего альба окрестностей с. Прохладное приводится в работе Б.Т. Янина (1964). В статье дается послойное описание разреза и сопоставление верхнеальбских отложений междуречья Кача–Бодрак. Краткое изложение этих данных приводится ниже.

Верхнеальбские отложения в Бахчисарайском районе распространены от р. Кача на юге до р. Бодрак на севере, они лежат на подстилающих породах трансгрессивно, местами с резким угловым несогласием. В окрестностях с. Прохладное (рис. 1) они залегают на таврических сланцах, а перекрываются сеноманскими глауконитовыми песками и мергелями с мелкогалечным конгломератом в основании.

Литологически и фаунистически верхнеальбские отложения подразделяются на две части: нижнюю и верхнюю, соответствующие двум зонам верхнего альба (рис. 2). Распространение отложений зоны *Husteroceras orbigny* ограничено районом с. Прохладное и прилегающих к нему участков (г. Присяжная, шоссе Прохладное – Научный). Они выполняют глубокую эрозионную Мангушскую ложбину.

В разрезе этой зоны (рис. 2, 1) выделяются 3 слоя (Янин, 1964, рис. 2). В базальной части залегают глины мощностью 5–10 м (рис. 2, слой 1). Они перекрываются песчаниками, конгломератами и глинами (слой 2), обнаженными на южных склонах гор Шелудивая и Длинная, в с. Прохладном и в районе г. Присяжной. В нижней части слоя 2 залегают песчаники желтовато-бурые и пестроокрашенные, полимиктовые, разнотельные, рыхлые, косослоистые сильно ожелезненные, содержащие караваяобразные конкреции плотных разностей и прослойки крупногалечных конгломератов. Средняя и верхняя части слоя представлены глинами серыми, желто-серыми, буроватыми и пятнистыми сильно песчанистыми, заключающими растительные остатки (местонахождение А₁ по Красилову, 1984). В кровле глин залегают прослойки до 1 м мощности серовато-бурых песчаников и мелкогалечных конгломератов, в которых также встречаются отпечатки растений (местонахождение А₂ по Красилову, 1984). Общая мощность слоя 2 в районе с. Прохладное – 15–20 м.

Совершенно другое строение имеют однозональные отложения на южном борту ложбины, где они обнажаются на склонах и вершине г. Присяжная, а также в районе петли шоссе. Они представлены здесь пачкой глыб и валунов с прослоями мелкогалечных конгломератов, сильно ожелезненных песчаников и песчанистых глин,

также содержащих растительные остатки (местонахождение А₃ по Красилову, 1984, согласно мнению Б.Т. Янина). Общая мощность слоя 2 в районе г. Присяжная около 10–15 м.

Выше по разрезу (рис. 2, слой 3) залегают глины (50 м). Обнажается только верхняя часть их. Средняя и нижняя части глинистого слоя задернованы, закрыты постройками или садами (Янин, 1964). Глины серые, серовато-бурые, желтовато-серые или пестро окрашенные, известковистые, алевролитистые. В верхней части глин слоя 3 собрано большое количество отпечатков растений как В.А. Красиловым (1984, местонахождение А₄), так и нами. Отсюда взяты пробы для палинологического анализа. Здесь же нами собраны остатки морских ежей *Holaster* sp. (определение А.Н. Соловьева, ПИН РАН), встречены также тонкие раковины двусторчатых моллюсков. Флороносные отложения перекрываются песчаниками с базальным конгломератом в основании – зона *Mortoniceras inflatum* (рис. 2, слой 4). Местонахождение расположено недалеко от базы МГУ, на противоположной стороне шоссе в промоине примерно на 25 м ниже его полотна.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛОРЫ

В таблице 1 приведен список видов, собранных в местонахождении А₄ В.А. Красиловым (1984) и нами, количество экземпляров и их процентное содержание. Анализ показывает, что во флоре преобладают хвойные (58%) и папоротники (34%), доминантами являются хвойные семейства *Taxodiaceae* – 57% (*Geinitzia cretacea*, *G. reichenbachii*), и папоротники семейства *Gleicheniaceae* – 27% (*Gleichenia zippei*) (фототабл. I и II). Последний вид представлен как стерильными, так и фертильными перьями с сорусами (рис. 3), однако сохранность отпечатков такова, что изучить строение спорангиев и выделить из них споры не удалось. Поскольку фертильные перья *G. zippei* в альбе Украины встречены впервые, ниже мы приводим краткое описание вида.

Папоротник *Gleichenia zippei* (Corda) Heer, впервые был описан из меловых отложений (сланцев) Чехии в Богемии (Corda in Reuss, 1846, с. 95, фототабл. XLIX, фиг. 2). У нас в стране этот вид описан в работах О. Геера (Heer, 1868), В.А. Вахрамеева (1952), А.Н. Криштофовича и Т.Н. Байковской (1960), В.А. Красиловой (1967). В нашей коллекции имеются 28 экземпляров, из которых 2 фертильных, 26 стерильных (фототабл. I). Стерильные листья дваждыперистые. Толщина главного стержня от 1.7 мм (в нижней части листа) до 0.3 мм (в верхней части листа). Перья линейно-ланцетные, длиной 1.2–3 см, шириной 6–7 мм. Прикрепляются в очередном порядке под углом 65–75°. Тонкие стержни перьев

Таблица 1. Состав позднеальбской флоры окрестностей с. Прохладное (местонахождение A₄)

Виды	Местонахождение A ₄		Общее количество экземпляров	Процентное содержание	
	Красилов, 1984	Наши определения			
<i>Lycopodites</i> sp.	2		2	1.6	Lycopodiophyta
<i>Lycostrobus</i> sp.	1		1		
<i>Equisetum</i> sp.	1		1	0.5	Equisetophyta
<i>Ruffordia goeppertii</i> (Dunk.) Sew.	1	4	5	3.2	Schizaeaceae
<i>Anemia dicksoniana</i> (Heer) Krassil.	1		1		
<i>Osmunda</i> sp.		5	5	2.7	Osmundaceae
<i>Sphenopteris</i> sp.		2	2	1	Cyatheaceae
<i>Gleichenia zippei</i> (Corda) Heer	22	28	50	27	Gleicheniaceae
<i>Sagenopteris variabilis</i> (Vel.) Vel.	4		4	2	Caytoniales
<i>Pityophyllum</i> sp.	2		2	1	Pinaceae
<i>Geinitzia cretacea</i> Unger	86	16	102	57	Taxodiaceae
<i>G. reichenbachii</i> (Geinitz) Sew.		4	4		
<i>Rogersia angustifolia</i> Font.	2		2	3.8	Angiospermae
<i>Sapindopsis variabilis</i> Font.	3		3		
<i>Aryskumia</i> sp.	2		2		
Общее количество экземпляров	127	59	186		

(0.1–0.5 мм) слегка изогнуты в сторону верхушки листа. Сложение перьев катадромное. Перышки прикрепляются всем основанием, под углом. Они цельнокрайние различной формы преимущественно языковидные, серповидные, округло-треугольные. Верхушка сужена и закруглена. Длина перышек варьирует от 2.1 до 3.5 мм, ширина у основания 1.4–1.8 мм. Жилкование перистое (рис. 3а), средняя жилка слегка извилистая, что вызвано ответвлением боковых жилок. Боковые жилки (обычно по 3–4 с каждой стороны) дихотомируют один раз примерно в средней части жилки.

Фертильные листья имеют такое же строение, как и стерильные. Срединная жилка отчетливо прослеживается только в основании и средней части перышек, исчезая к верхушке. По обеим сторонам от срединной жилки располагаются сорусы в два ряда, по 3–4 в каждом из них (рис. 3б, 3в).

Непосредственно органы спороношения не сохранились, имеются лишь отпечатки сорусов, которые находятся примерно в середине боковых жилок, дальнейшее разветвление боковых жилок не прослеживается. Размер сорусов 0.2–0.3 мм в нижней части перышек, постепенно уменьшается к верхушке до 0.1 мм.

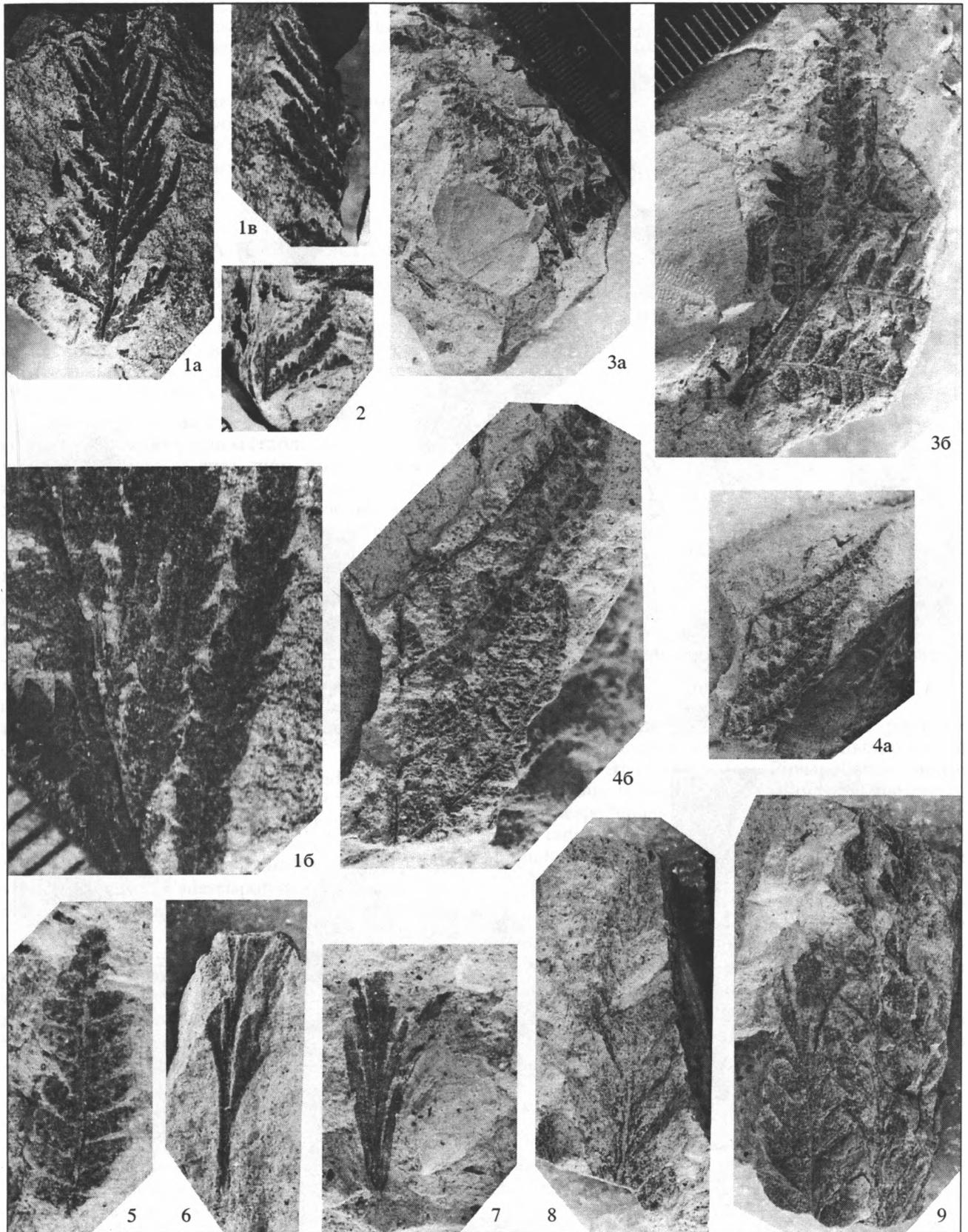
От близких видов *G. porsildii* Seward и *G. giesekianus* (Heer) Seward отличается прежде всего меньшими размерами. Кроме того, форма перышек менее удлиненная, чем у *G. porsildii* Seward, и не столь изогнутая, как у *G. giesekianus* (Heer) Seward (Seward, 1926).

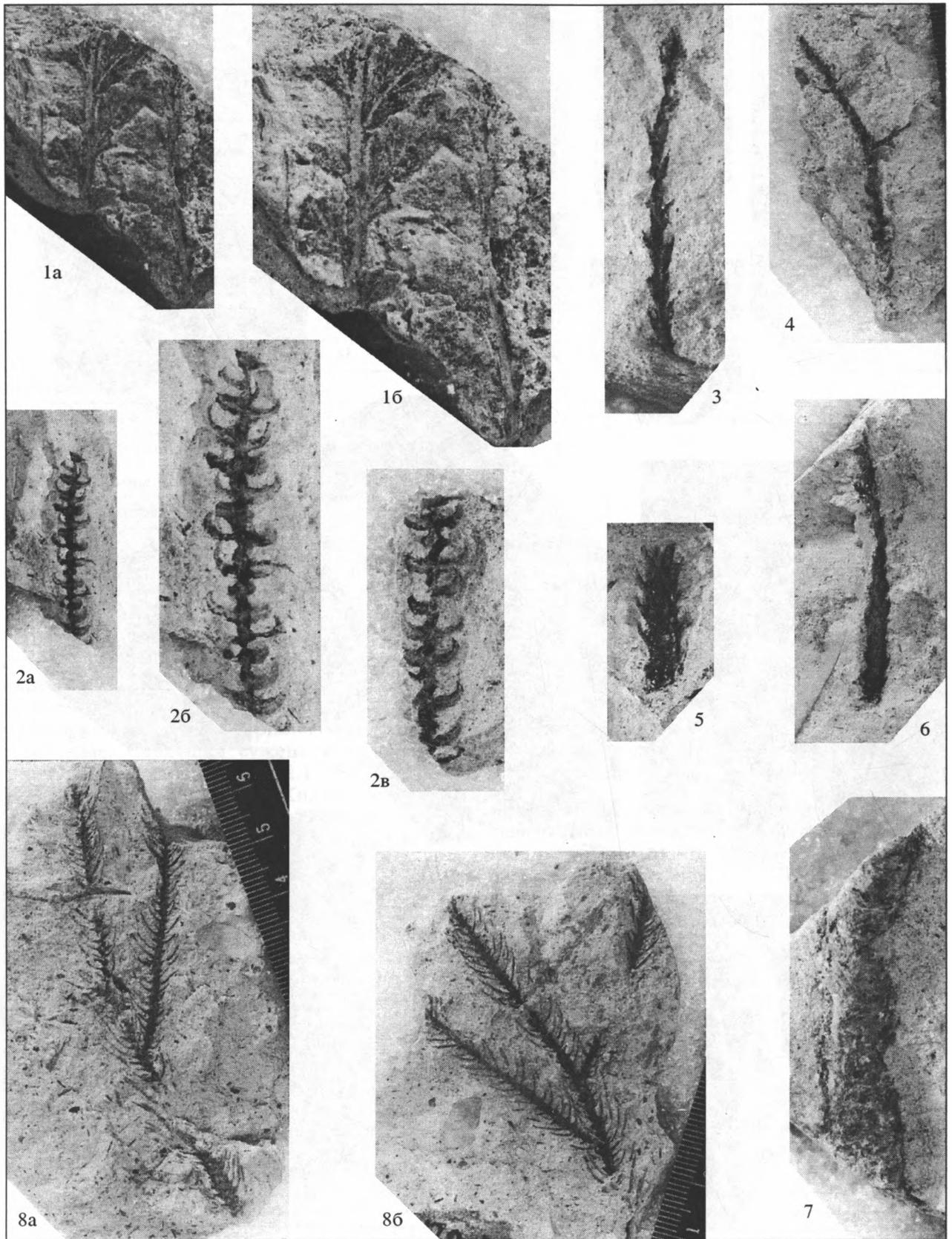
Вид *G. zippei* широко распространен в нижнемеловых и верхнемеловых отложениях Крыма, Западной Европы, Гренландии, Западного Казахстана, Южного Приморья, Сахалина и Северной Америки.

Таблица 1. Папоротники из отложений нижней зоны верхнего альба окрестностей села Прохладное (обнажение напротив базы МГУ, ниже шоссе).

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва, коллекция № 4857.

1–5 – *Gleichenites zippei* (Corda) Seward: 1 – экз. 4857/1; а – отпечаток верхней части листа; б – то же, ×4; в – противоположный отпечаток; 2 – экз. 4857/3, фрагмент листа; 3 – экз. 4857/4; а – отпечаток нижней части листа и морского ежа *Holaster* sp.; б – то же, ×2; 4 – экз. 4857/2; а – отпечаток фертильных перьев с сорусами; б – то же, ×3; 5 – экз. 4857/11, изолированное перо с сорусами, ×3; 6, 7 – *Ruffordia* sp.: 6 – экз. 4857/14, фрагмент пера, ×2; 7 – экз. 4857/15, ×2; 8, 9 – *Osmunda* sp.: 8 – экз. 4857/18, фрагмент пера, ×2; 9 – экз. 4857/6, верхняя часть перьев, ×2.





Кроме глейхениевых папоротники представлены также семействами Schizaeaceae – 3.2% (*Ruffordia goeppertii*, *Anemia dicksoniana*), Osmundaceae – 2.7% (*Osmunda* sp.) и Cyatheaceae – Dicksoniaceae – 1% (*Coniopteris*).

Среди хвойных, кроме таксодиевых обнаружены редкие Pinaceae (*Pityophyllum* sp. – 1%). Участие плауновидных (1.6%), хвощевых (0.5%), кейтониевых (2%) незначительно. Покрытосеменные составляют 3.8%.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛИНОСПЕКТРА

Изучение под микроскопом продуктов мацерации верхнеальбских алевритов (обр. 4857/60) выявило наличие в них большого количества органического вещества в виде крупных обрывков растительных тканей, спор, пыльцы, редких оболочек динофлагеллат.

Состав спорово-пыльцевого спектра отличается большим разнообразием (табл. 2, фототабл. III), главным образом, за счет спор, которые составляют 54% от общего количества миоспор. Это, в основном, споры папоротников, особенно схизейных (19%), представленных преимущественно родом *Vikolispores* (*V. baconicus*, *V. toratus*, *V. transdanubicus*). Единичными экземплярами присутствуют также *Klukispores* sp., *Trilites triangulus*, *Appendicispores concentricus*, *A. jansonii*, *A. tricornitatus*, *Costatoperforospores fistulosus*, *Cicatricospores* sp., а также однолучевые *Corniculatispores alekhinii*, *C. striatus*. Споры глейхениевых немногочисленны (4%). Это – *Gleichenioidites laetus*, *G. umbonatus*, *G. senonicus*, *G. radiatus*, *G. carinatus*, *G. rasilis*, *G. minor*, *Clavifera triplex*.

Среди прочих спор только *Cyathidites* (*C. minor*, *C. australis*, *C. garus*) составляет 9.5% и *Collarisporites fuscus* – 6%. Остальные встречаются в количестве 0.5–3%. Это споры плауновидных – 3% (*Retitriletes dentimuratus*, *Retitriletes* sp., *Vadascispores gregussii*, *Vadascispores* sp., *Densoispores velatus*). Редки споры осмундовых (*Todispores major*), матониевых – 0.5% (*Phlebopterispores harskutensis*). Среди спор неопределенного систематического положения встречены *Leiotriletes* spp., *Duplexispores generalis*, *Conbaculatispores cretaceus*, *Conbaculatispores* spp., *Distaltriangulisporites perplexus*, *Vinculisporites flexus*, *Laevigatospores ovalis*, *Tripartina variabilis* и многие другие.

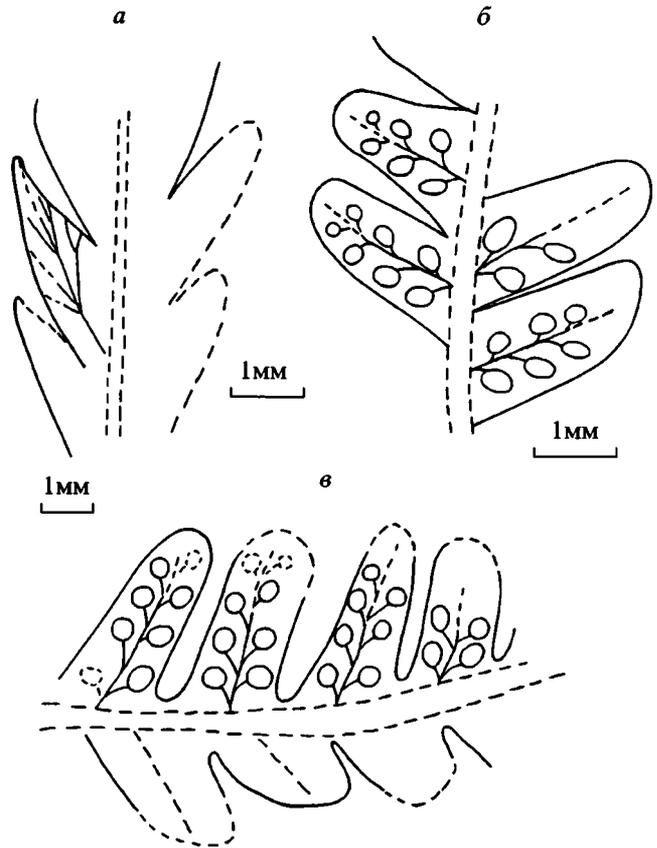


Рис. 3. Папоротник *Gleichenia zippei* (Corda) Heer.

а – стерильное перо; б, в – фертильные перья с сорусами.

В спектре пыльцы голосеменных растений (45%) преобладает двухмешковая пыльца хвойных (44%). Это в основном, *Pinuspollenites similis*, *P. divulgatus*, *Piceapollenites exilioides*, *P. mesophyticus*, *Abiespollenites* sp., пыльца кедровых (*Parvisaccites radiatus*, *P. rugulatus*), *Podocarpidites luteus*, *P. multesimus*, а также неопределенные *Disaccites* (12.5%). Напомним, кстати, что двухмешковую пыльцу продуцируют не только хвойные, но и другие растения, например, птеридоспермы. Единичны *Caytonipollenites pallidus*, *Araucariacites australis*, *Taxodiaceapollenites* sp. Пыльца *Cycadoidites* и *Classopollis* не встречена.

Из покрытосеменных обнаружено лишь одно пыльцевое зерно *Crassipollis vrasconicus* Juh. Единичны оболочки динофлагеллат *Gonyaulacysta* sp.

Таблица II. Папоротники и хвойные из отложений нижней зоны верхнего альба окрестностей села Прохладное (все экземпляры, кроме фиг. 8, из обнажения напротив базы МГУ, ниже шоссе).

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, Москва, коллекция № 4857/60.

1 – *Sphenopteris* sp. экз. 4857/17: а – фрагмент пера, $\times 2$; б – то же, $\times 3$; 2 – *Geinitzia reichenbachii* (Geinitz) Seward: экз. 4857/20: а – фрагмент веточки; б – то же, $\times 2$; в – противоотпечаток, $\times 2$; 3–8 – *Geinitzia cretacea* Unger: 3 – экз. 4857/29, фрагмент веточки; 4 – экз. 4857/24; 5 – экз. 4857/27; 6 – экз. 4857/26; 7 – экз. 4857/25; 8 – экз. 4857/22: а – фрагмент веточки; б – противоотпечаток.

Таблица 2. Споры и пыльца из отложений нижней зоны верхнего альба окрестностей с. Прохладное (обнажение А₄ напротив базы МГУ ниже шоссе)

Споры и пыльца	Содержание, %
Отдел Bryophyta	
<i>Phaeocerosporites purus</i> (Deak, 1964) Juhasz, 1980	0.5
Отдел Lycopodiophyta	
<i>Vadascisporites gregussi</i> Juhasz, 1975	1
<i>Vadascisporites</i> sp.	+
<i>Retitriletes dentimuratus</i> (Brenner, 1963) Juhasz, 1975	+
<i>Retitriletes</i> sp.	+
<i>Densoisporites velatus</i> Weyland et Krieger, 1953	2
Отдел Polypodiophyta	
Семейство Osmundaceae	
<i>Conbaculatisporites cretaceus</i> Deak, 1964	1
<i>Conbaculatisporites</i> sp.	1.5
<i>Todisporites major</i> Couper, 1958	0.5
Семейство Schizaeaceae	
<i>Klukisporites</i> sp.	+
<i>Trilites triangulus</i> Kedves, 1964	3
<i>T. minor</i> (Juhasz, 1972) S.K. Srivastata, 1975	+
<i>Bicolisporites baconicus</i> (Juhasz, 1972) Juhasz, 1977	6.5
<i>B. toratus</i> (Weyland et Greifeldt, 1953) S.K. Srivastava, 1975	6.5
<i>B. transdanubicus</i> (Juhasz, 1972) Juhasz, 1977	2.5
<i>Acritosporites kyrtomis</i> Juhasz, 1979	+
<i>Cicatricosisporites venustus</i> Deak, 1964	+
<i>Cicatricosisporites</i> sp.	+
<i>Appendicisporites concentricus</i> Kemp, 1970	+
<i>A. tricornitatus</i> Weyland et Krieger, 1953	+
<i>A. jansonii</i> Pocock, 1964	0.5
<i>Costatoperforosporites fistulosus</i> Deak, 1962	+
<i>Corniculatisporites alekhinii</i> (Bolchovitina, 1953) Kuvaeva, 1972	+
<i>C. striatus</i> (Deak, 1963) Kuvaeva, 1972	+
Семейство Gleicheniaceae	
<i>Gleicheniidites senonicus</i> Ross, 1949	0.5
<i>G. laetus</i> (Bolchovitina, 1953) Bolchovitina, 1968	2.5
<i>G. umbonatus</i> (Bolchovitina, 1953) Bolchovitina, 1968	0.5
<i>G. radiatus</i> (Bolchovitina, 1953) Bolchovitina, 1968	0.5
<i>G. rasilis</i> (Bolchovitina, 1953) Bolchovitina, 1968	+
<i>G. minor</i> Döring, 1965	+
<i>Ornamentifera granulata</i> (Grigorjeva, 1961) Bolchovitina, 1968	+
Семейство Matoniaceae	
<i>Phlebopterisporites harscutensis</i> Juhasz, 1979	0.5
Семейство Cyathaceae–Dicksoniaceae	
<i>Cyathidites minor</i> Couper, 1953	6.5
<i>C. australis</i> Couper, 1953	1
<i>C. rarus</i> (Bolchovitina) Deak	2

Таблица 2. Окончание

Споры и пыльца	Содержание, %
Sporae Incertae Sedis	
<i>Duplexisporites generalis</i> Deak, 1962	2.5
<i>Vinculisporites flexus</i> Deak, 1964	+
<i>Distaltriangulisporites perplexus</i> (Singh, 1964) Singh, 1971	+
<i>Collarisporites fuscus</i> Deak, 1964	6.5
<i>Leiotriletes microrugosus</i> Naumova, 1953	5.5
<i>Laevigatosporites ovatus</i> Wilson et Webster, 1946	+
Отдел Pinophyta	
<i>Caytonipollenites pallidus</i> (Reissinger, 1938) Couper, 1958	+
<i>Podocarpidites multesimus</i> (Bolchovitina, 1956) M. Petrosjanz, 1971	3
<i>P. luteus</i> (Bolchovitina, 1956) M. Petrosjanz, 1971	1.5
<i>Pinuspollenites similis</i> (Balme, 1957) M. Petrosjanz, 1971	2.5
<i>P. minimus</i> Kemp, 1970	1
<i>P. divulgatus</i> (Bolchovitina, 1956) M. Petrosjanz, 1971	6
<i>Piceapollenites exilioides</i> (Bolchovitina, 1956) M. Petrosjanz, 1971	5.5
<i>P. mesophyticus</i> (Bolchovitina, 1956) M. Petrosjanz, 1971	8.5
<i>Abiespollenites</i> sp.	2
<i>Parvisaccites radiatus</i> Couper, 1953	1.5
<i>P. rugulatus</i> Brenner, 1963	+
<i>Disaccites</i>	12.5
<i>Araucariacites australis</i> Couper, 1958	0.5
<i>Taxodiaceapollenites</i> sp.	0.5
Отдел Magnoliophyta	
<i>Crassipollis vraconicus</i> Juhasz, 1979	0.5
Отдел Dinophyta	
<i>Gonyaulacysta</i> sp.	0.5

Споры и пыльца из отложений зоны *Hystero-ceras orbigny* в районе с. Прохладное изучались С.Б. Смирновой неоднократно. В результате палинологического исследования материала была опубликована краткая характеристика палинокомплекса (Куваева, 1966; Куваева, Янин, 1973; Смирнова, 1997; Стафеев и др., 1997), описан новый род *Corniculatisporites* Kuvaeva, 1972 и новые виды этого рода (Kuvaeva, 1972; Смирнова, Шамма, 1987), а также род *Gregussisporites* Juhasz et Smitova, 1985.

Наиболее подробно состав миоспор из более чем 20 спектров проб из этой зоны описан в последнее время С.Б. Смирновой (1999). Сравнивая ранее изученный комплекс со спектром из образца 4857/60, следует отметить безусловное сходство их видового состава. Но есть ряд отличий, из которых самое главное – незначительное количество спор глейхениевых в последнем. Из всех изученных ранее спектров только в одном их было такое же количество (8%), в остальных же споры

глейхениевых составляли от 18 до 32%. Кроме того, в образце 4857/60 споры папоротников присутствуют в меньшем количестве (54% по сравнению с 75–92% в других образцах). Напротив, двухмешковых хвойных здесь больше (38%), среди них увеличивается роль *Pinuspollenites*, *Piceapollenites*, *Parvisaccites*, *Podocarpidites*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Использование палеоботанических и палинологических данных, полученных из одних и тех же отложений (рис. 2, слой 3), позволяет создать более полную и достоверную картину флоры и растительности. Сравнение процентного содержания количества экземпляров ископаемых растений и основных групп спор и пыльцы в местонахождении А₄ близ базы МГУ (табл. 3) показывает, что в обоих случаях во флорах преобладают папоротники и хвойные. Однако если по отпечаткам большинство составляют глейхениевые папоротники – 27%, а схийейные только 3%,

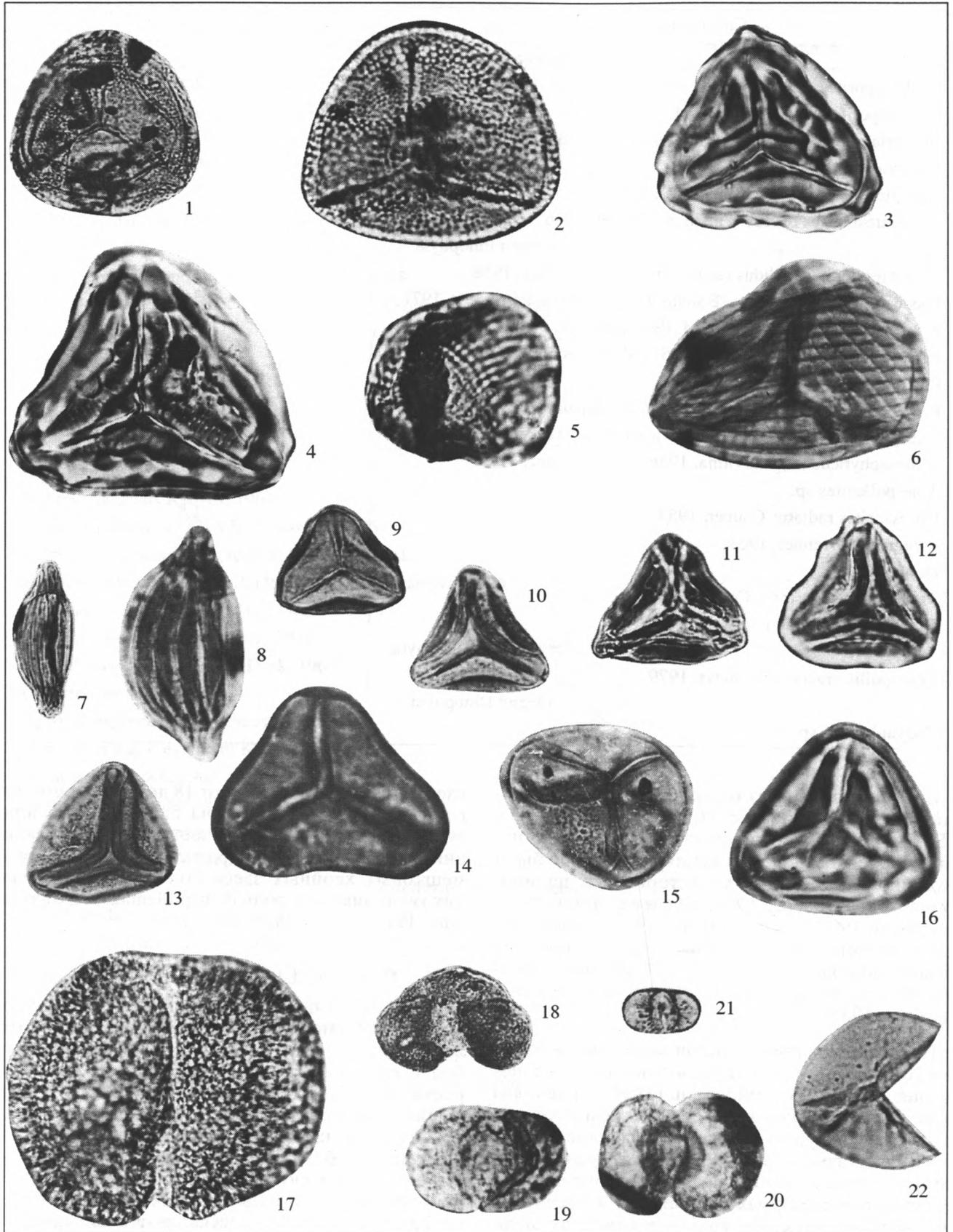


Таблица 3. Сравнение процентного содержания остатков ископаемых растений и основных групп спор и пыльцы в местонахождении А₄ близ базы МГУ в с. Прохладное

Группы растений	Отпечатки растений, %	Споры и пыльца, %
Lycopodiophyta	1.6	3
Equisetophyta	0.5	
Polypodiophyta	34 (27 – Gleicheniaceae 3 – Schizaeaceae 1 – Dicksoniaceae)	51 (споры папоротников, мхов и др.) (19 – Schizaeaceae 9.5 – Cyatheaceae-Dicksoniaceae 4 – Gleicheniaceae)
Caytoniales	2	ед.
Pinophyta	58 (57 – Taxodiaceae)	45 (44 – двухмешковая пыльца <i>Piceapollenites</i> , <i>Pinuspollenites</i> , <i>Podocarpidites</i> и др.) ед. – Taxodiaceae
Angiospermae	4	ед.

осмундовые 2.7%, циатейные 1%, то по палинологическим данным среди спор ведущая роль принадлежит схизейным (19%) и циатейным (9.5%), глейхениевые составляют лишь 4%, осмундовые – 3%, матониевые 0.5%. Кроме того, встречено значительное количество спор неопределенного систематического положения (14.5%). Как уже отмечено, в других местонахождениях из отложений зоны *Hysterosceras orbigny* глейхениевых в палиноспектрах больше: 18–32% (см. выше).

Однако среди хвойных мы видим полное несоответствие макро- и микрофлористических данных. В отпечатках из хвойных доминируют таксодиевые (57% из 58), в то время как в палиноспектре преобладает пыльца *Pinuspollenites*, *Piceapollenites*, *Podocarpidites* и др. (табл. 3). Пыльца таксодиевых (и араукариевых) единична (0.5%). С чем может быть связано такое несоответствие?

Что касается преобладания в палиноспектре двухмешковой пыльцы хвойных (фототабл. III, фиг. 17–20), то это связано с ее летучестью, благодаря которой она рассеивается на большое расстояние от лесов, покрывавших возвышенности

участки рельефа и продуцирующих эту пыльцу. По-видимому, в данном случае они росли далеко от побережья морского залива, поскольку следов их листьев в захоронении ничтожно мало (обнаружено 2 экземпляра листьев *Pityophyllum* sp.). Наличие лишь единичных экземпляров пыльцы таксодиевых может быть вызвано тем, что таксодиевые продуцируют намного меньше пыльцы, чем, например, сосновые, и она плохо сохраняется в ископаемом состоянии. Это может быть связано также и с тем, что продуцирующие эту пыльцу хвойные р. *Geinitzia* росли в некотором отдалении от берега и эта пыльца (фототабл. III, фиг. 22) не могла переноситься на значительное расстояние в силу своего морфологического строения. (Следует отметить, что веточки *Geinitzia* представлены в виде небольших фрагментов (фототабл. II, фиг. 3–7), более крупный фрагмент (фототабл. II, фиг. 8) собран также в окрестностях с. Прохладное, но в другом местонахождении.) Такая раздробленность веточек *Geinitzia* (и другого растительного материала) могла быть связана как с действием береговых течений или биотурбацией (Красилов, 1984), так и с переносом

Таблица III. Споры и пыльца из отложений нижней зоны верхнего альба окрестностей села Прохладное (обнажение напротив базы МГУ, ниже шоссе), обр. 4857/60.

Все изображенные экземпляры хранятся в МГУ, Москва, Геологический факультет, кафедра палеонтологии.

Увеличение фигур 7, 8, 18, 20 – ×500, остальные – ×800.

1 – *Densoisporites velatus* Weyland et Krieger; 2 – *Vadascisporites* sp.; 3 – *Bicolisporites baconicus* (Juhász) Juhász; 4 – *B. toratus* (Weyland et Greifeldt) S.K. Srivastava; 5 – *Cicatricosisporites venustus* Deak; 6 – *Cicatricosisporites* sp.; 7 – *Corniculatisporites alekhinii* (Bolchovitina) Kuvaeva; 8 – *C. striatus* (Deak) Kuvaeva; 9 – *Gleicheniidites laetus* (Bolchovitina) Bolchovitina; 10 – *G. senonicus* Ross; 11 – *G. minor* Döring; 12 – *G. umbonatus* (Bolchovitina) Bolchovitina; 13 – *Phlebopterisporites harscutensis* Juhász; 14 – *Cyathidites australis* Couper; 15 – *Todisporites major* Couper; 16 – *Duplexisporites generalis* Deak; 17 – *Piceapollenites mesophyticus* (Bolchovitina) M. Petrosjanz; 18 – *Pinuspollenites minimus* Kemp; 19 – *Podocarpidites luteus* (Bolchovitina) M. Petrosjanz; 20 – *P. multesimus* (Bolchovitina) M. Petrosjanz; 21 – *Caytonipollenites* (Reissinger) Couper; 22 – *Taxodiaceapollenites* sp.

сом их с места произрастания до места захоронения. При этом остатки папоротника *Gleichenia zipprei* сохранились значительно лучше (фото-табл. I, фиг. 1, 3, 4), поскольку росла она, вероятно, ближе к месту захоронения, т.е. непосредственно на побережье залива.

Следует отметить, что во всех наших рассуждениях о количественных соотношениях и процентах мы отдаем себе отчет в том, что приводимые цифры условны, поскольку мы сравниваем количество сохранившихся палиноморф с количеством сохранившихся фрагментов ископаемых растений. Однако какое-то представление о количественном соотношении растительных групп они дают, и мы это используем.

Сравнение позднеальбской флоры с. Прохладное из отложений зоны *Hysterocegas orbignyi* Sow. с флорой окрестностей г. Канева из зоны *Pervinquiera inflata* Sow. (Шилкина, Долуденко, 1985; Barale, Doludenko, 1985; Doludenko, Pons, 1986; Долуденко, Тесленко, 1987; Долуденко, Костина, Шилкина, 1988; Doludenko, 1992; Долуденко, 1994; Doludenko, Kostina, 1994) показывает, что они заметно отличаются друг от друга. Если в позднеальбской флоре Канева преобладают хвойные двух семейств: *Taxodiaceae* (*Kanovia pimenova* Doludenko et Shilkina, *K. teslenkoi* Doludenko, Kostina et Shilkina, *Sequoia* sp.) и *Cheirolepidiaceae* (*Frenelopsis kaneviensis* Barale et Doludenko, *Brachyphyllum squamosum* (Velenovsky) Palibin), присутствуют редкие кейтониевые (*Sagenopteris* sp.), цикадовые (*Dnepria schmalhauseni* (Pimenova) Doludenko et Kostina, *D. vakhrameevii* Doludenko et Kostina) и покрытосеменные (*Dicotylphyllum* sp.), то во флоре окрестностей с. Прохладное доминантами являются папоротники, остатков которых в Каневе не обнаружено, и хвойные только сем. *Taxodiaceae*. Ни отпечатков растений, ни пыльцы сем. *Cheirolepidiaceae* нет. (Одновозрастная флора Подолли сходна с каневской, но беднее ее). Обилие остатков папоротников в позднем альбе с. Прохладное и отсутствие их в Каневе связано вероятно с местами их обитания: первое местонахождение связано с морским заливом, побережье которого было покрыто папоротниками. Каневская флора обитала на небольшом острове в мелком море, где трансгрессирующее море, возможно, залило более низкие участки, покрытые папоротниками, и подошло к более возвышенным участкам, с которых и шел снос растительного материала, т.е. хвойных.

По преобладанию остатков хвойных сем. *Taxodiaceae* и папоротников *Gleichenia* и *Sphenopteris* позднеальбская флора с. Прохладное сходна со среднеальбской флорой окрестностей г. Симферополя (Станиславский, Киселевич, 1986). Кроме того, в составе последней обнаружен папоротник

Phlebopteris dunkeri (Schenk) Harris и фрагмент листа цикадофита, возможно, *Pterophyllum*.

Альбская флора Португалии (Saporta, 1894) несравненно богаче и разнообразнее. Папоротники в ней представлены родами *Onychiopsis*, *Adiantites*, *Phlebopteris*, *Sphenopteris*, цикадофиты – *Pseudocycas*, хвойные – *Brachyphyllum*, *Sphenolopis*, *Sequoia*, *Podozamites*, покрытосеменные – *Aralia*, *Magnolia*, *Cissites*, *Menispermmites*, *Braseniopsis*, *Proteophyllum*, *Phillites*. В расположенном неподалеку другом местонахождении альбской флоры собраны остатки *Frenelopsis*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совместные данные палеоботаники и палинологии дополняют друг друга и дают реальную картину растительности позднеальбского времени. И те, и другие указывают на то, что побережье ингрессионного морского залива Мангушской котловины было покрыто разнообразными папоротниками, среди которых доминировали глейхениевые и схизейные. Находки большого количества остатков побегов рода *Geinitzia* указывают на то, что прибрежная полоса с папоротниками была неширокой, а хвойные микрофильные леса почти спускались к морю. Данные палинологии свидетельствуют о присутствии возвышенных склонов, где произрастали хвойные, продуцирующие в большом количестве двухмешковую пыльцу. Все указывает на то, что рельеф был достаточно расчлененным и разнообразным, а климат теплым и влажным.

Работа выполнена в рамках научных программ “Интеграция А-00-70”, “Университеты России – фундаментальные исследования” и при поддержке РФФИ (грант 98-05-64195).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана // Региональная стратиграфия СССР. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 340 с.
- Долуденко М.П. Среднемеловые флоры Украины и их климатическая интерпретация // Палеонтол. журн. 1994. № 1. С. 98–106.
- Долуденко М.П., Костина Е.И., Шилкина И.А. Новый род хвойного *Kanovia* (*Taxodiaceae*) из позднего альба Украины // Ботан. журн. 1988. Т. 73. № 4. С. 465–476.
- Долуденко М.П., Костина Е.И., Шилкина И.А. Позднеальбская флора Канева (Украина). М: Ротапринт ГИН РАН, 1992. 124 с.
- Долуденко М.П., Смирнова С.Б., Моисеева М.Г. Позднеальбская флора окрестностей с. Прохладное (Крым) по данным палеоботаники и палинологии // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. Тезисы докл. IX Всеросс. палинологической конференции. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 88–89.

Долуденко М.П., Тесленко Ю.В. Позднеальбская флора Украины (окрестности г. Канева) // Палеонтол. журн. 1987. № 3. С. 114–118.

Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 364 с.

Красилов В.А. Альб-сеноманская флора междуречья Качи и Бодрака (Крым) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 4. С. 104–112.

Криштофович А.Н., Байковская Т.Н. Меловая флора Сахалина. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 122 с.

Куваева С.Б. Спорово-пыльцевая характеристика отложений верхнего альба Бахчисарайского района Крыма // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966. С. 93–95.

Куваева С.Б., Янин Б.Т. Палинологическая характеристика нижнемеловых отложений Горного Крыма // Вест. МГУ. Сер. геол. 1973. № 5. С. 49–57.

Пименова Н.В. Сеноманская флора окрестностей г. Канева // Геол. журн. 1939. Т. 6. Вып. 1/2. С. 229–243.

Радкевич Г.А. О фауне меловых отложений Каневского и Черкасского уездов Киевской губернии (предварительный отчет) // Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей. 1895. Т. 16. Вып. 1. С. 95–105.

Смирнова С.Б., Шамма А.Г. Споры *Corniculatisporites* Куваева из верхнеальбских отложений Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 8. С. 63–67.

Смирнова С.Б. Смена растительных сообществ в аптальбское время в Крыму и на Кавказе // Палеонтол. журн. 1997. № 4. С. 89–93.

Смирнова С.Б. Палинокомплекс верхнего альба Крыма // Вопросы палеонтологии. Т. 11. СПб: Изд-во СПб ун-та, 1999. С. 172–177.

Станиславский Ф.А., Киселевич Л.С. Первая находка среднеальбских растений в Крыму // Геол. журн. 1986. Т. 46. № 5. С. 121–124.

Стафеев А.Н., Юцис В.В., Большаков Д.К. и др. Мангушский позднеальбский бассейн Крыма // Очерки геологии Крыма. М.: Изд-во геол. ф-та МГУ, 1997. С. 152–176.

Чернов В.Г., Янин Б.Т. Конгломераты мангушской толщи верхнего альба Крыма и условия их образования // Вест. МГУ. Сер. IV. Геол. 1975. № 2. С. 45–56.

Шилкина И.А., Долуденко М.П. *Frenelopsis* и *Cryptomeria* – доминанты позднеальбской флоры Украины // Ботан. журн. 1985. Т. 70. № 8. С. 1019–1030.

Янин Б.Т. К стратиграфии верхнего альба Бахчисарайского района Крыма // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964. С. 113–120.

Янин Б.Т. Новые данные о геологическом строении Бахчисарайского района Крыма // Вест. МГУ. Сер. IV. Геол. 1976. № 5. С. 41–49.

Barale G., Doludenko M.P. Une nouvelle espèce de *Cheirolepidiaceae* de l'Albien supérieur d'URSS: *Frenelopsis kanevianensis* nov. sp. // Actes 110° Congr. nat. soc. savantes (Montpellier). Soc. sci. 1985. Fasc. 5. P. 99–114.

Doludenko M.P. A new genus *Dnepria* Doludenko et Kostina from Upper Albian of Kanev (Ukraine) // 4 IOP Conference, Paris. OFP information, № special 16-B. Paris. 1992. P. 51.

Doludenko M.P., Kostina E.I. Sur une adaptation remarquable chez une *Cycadophyte* (*Dnepria*) de l'Albien supérieur de Ukraine // C. R. Acad. Sci. Paris. 1994. Т. 318. Ser. II. P. 1693–1698.

Doludenko M.P., Pons D. Silication remarquable chez une *Cheirolepidiaceae* d'Ukraine (URSS) a l'Albien supérieur // Actes 111° Congr. nat. Soc. savantes (Poitiers). Soc. sci. 1986. Fasc. 2. P. 23–35.

Heer O. Die fossile Flora der Polarländer // Flora fossilis arctica. Bd. 1. Zurich. 1868. P. 1–192.

Juhasz M., Smirnova S.B. *Gregussisporites* a new spore genus from Albian // Acta Biol. Szeged. 1985. V. 31. P. 217–219.

Kuvaeva S.B. Spores of a new genus *Corniculatisporites* from cretaceous deposits of the Caucasus and the Crimea // J. Palynol. 1972. V. 7. P. 20–25.

Reuss A. Die Versteinerungen der Bohmischen Kreide Formation. Stuttgart. 1846. 140 S.

Saporta G. Flore fossile du Portugal. Lisbon: Acad. Royale Sci., 1894. 288 p.

Seward A. The Cretaceous plant-bearing rocks of Western Greenland // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1926. V. 215 B. P. 57–174.

Рецензенты Л.В. Ровнина, М.А. Ахметьев

УДК 561:551.782(470.62)

СПОРЫ, ПЫЛЬЦА И ОРГАНИКОСТЕННЫЙ ФИТОПЛАНКТОН ИЗ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ЖЕЛЕЗНЫЙ РОГ (ТАМАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 2002 г. Н. Ю. Филишова

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 21.06.99 г., получена после доработки 27.04.2000 г.

В отложениях верхнего сармата – нижнего киммерия опорного разреза Черноморской области Железный Рог установлено десять комплексов спор и пыльцы и девять комплексов фитопланктона (диноцисты, зеленые водоросли, акритархи). Отмечено чередование по разрезу палинокомплексов двух типов – лесного и лесостепного, состав и структура которых отражают климатические колебания и, в первую очередь, изменение увлажненности. В гумидные фазы в растительном покрове господствовали хвойные (*Pinus*, *Taxodiaceae*) и смешанные широколиственные (*Carpa*, *Ulmus*, *Quercus*) леса, в фазы с повышенной сухостью возростала роль ксерофильной травянисто-кустарничковой растительности (*Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Gramineae*). Самое существенное понижение температуры за весь исследованный интервал времени отмечено в раннем киммерии, о чем свидетельствует увеличение в спектрах процента спор *Sphagnum*, пыльцы *Betula*, *Ericaceae*. Однако оно, по-видимому, не вышло за рамки предельных значений теплообеспеченности присущих теплоумеренному климату и не изменило характер последнего. Наиболее значительные преобразования в составе комплексов органикостенного фитопланктона происходят на двух уровнях – в низах и в верхах понта. Появление собственно понтического комплекса органикостенного фитопланктона, представленного *Galeacysta etrusca*, “*Gonyaulax digitalis*”, *Spiniferites bentorii* и своеобразными *Impagidinium*, зафиксировано на 8–10 м выше кровли двоянного диатомита, по которой большинство геологов проводит в рассматриваемом разрезе границу между мзотисом и понтом. Этот комплекс прекрасно сопоставляется с ассоциацией диноцист из верхней части мессинских отложений Италии (фашии “лагомаре”). В составе комплекса органикостенного фитопланктона из верхов понта и низов киммерия, наряду с присутствием вышеупомянутых таксонов, появляется новая группа форм предположительно отнесенная к роду *Komewuia*. Приводятся данные по изменению солености палеобассейнов.

Ключевые слова. Черноморская область, Таманский полуостров, разрез Железный Рог, сармат, мзотис, понт, споры, пыльца, диноцисты.

ВВЕДЕНИЕ

Мыс Железный Рог расположен на южном (черноморском) побережье Таманского полуострова. Его разрез является одним из серии опорных разрезов северо-восточного Причерноморья (рис. 1), на базе которых в лаборатории Палеофлористики ГИН РАН осуществляется разработка палиноклиматостратиграфической шкалы и схемы по органикостенному фитопланктону неогена этого региона. Комплексный анализ данных по палинологии и фитопланктону предоставляет возможность реконструировать одновременно параметры бассейна и окружающей суши, отслеживать динамику их развития во времени, выявлять происходившие события, оценивать степень синхронности и взаимовлияния последних, а также производить их корреляцию с событиями в других частях Паратетиса и Средиземноморья.

Использование органикостенного фитопланктона (диноцисты, зеленые водоросли, акритархи

и др.), в стратиграфии верхнего кайнозоя начато сравнительно недавно – в 80-х годах прошлого столетия. Эта группа прекрасно зарекомендовала себя применительно к отложениям океанических



Рис. 1. Схема расположения разреза Железный Рог (показано квадратом).

областей, где на ее основе созданы и широко применяются зональные схемы (Williams and Bujak, 1985; Bujak and Matsuoka, 1986; Mudie et al., 1990; de Verteuil, 1996; и др.). Органикостенный фитопланктон в отличие от других групп планктона (наннопланктон, диатомей и др.) обитает в водах с широким диапазоном солености и не зависит от содержания карбонатов и кремния, а потому встречается в разных фациях. Эти обстоятельства являются предпосылкой для его эффективного использования и в стратиграфии верхнекайнозойских отложений внутриконтинентальных полузамкнутых и замкнутых бассейнов с их специфическими условиями осадконакопления. К таким бассейнам в разные геохронологические интервалы относились Паратетис (Западный и Восточный) и Средиземное море. Основной проблемой их верхнекайнозойской стратиграфии, несмотря на длительную историю изучения, остается корреляция региональных подразделений.

В настоящее время в упомянутых областях ощущается острая необходимость в создании зональных стратиграфических схем по органикостенному фитопланктону. Работа в этом направлении ведется, однако она зависит от состояния изученности данной группы микрофитофоссилий, которая в различных частях этих областей неодинакова и колеблется от начальной стадии накопления фактического материала в одних районах до стадии разработки местных или узко-региональных схем – в других (Baltes, 1971; Sütő-Szentai, 1985, 1989; Ананова и др., 1985; Corradini, Biffi, 1988; Аль-Ажлани, 1994 и др.). В пределах Паратетиса наиболее целенаправленно исследование органикостенного фитопланктона проводится в западной части, в частности, в Венгрии (центральная часть Западного Паратетиса), где для неогеновых отложений разработана довольно детальная и обоснованная схема (Sütő-Szentai, 1985, 1989) (табл. 1). В Восточном Паратетисе изучение верхнекайнозойского органикостенного фитопланктона только начинается. Одни из первых сведений по этой группе с попыткой расчленения на ее основе мио-плиоценовых отложений, приводятся Е.Н. Анановой (Ананова и др., 1985) по материалам Черноморского региона – разрезу между балкой Кутря и мысом Панагия, расположенному на южном побережье Таманского полуострова.

Интерес к разрезу Железный Рог, также находящемуся на побережье Таманского полуострова, в пяти километрах юго-восточнее вышеупомянутого, между возвышенностью Пекла (Круглая гора) и мысом Железный Рог, объясняется прежде всего тем, что он относительно хорошо изучен и неоднократно рассматривался в литературе в качестве опорного (Андрусов, 1961б; Попов, 1996; Попов, Застрожнов, 1998 и др.). Это очень важно с позиции точной привязки данных по палиноло-

Таблица 1. Расчленение средне-верхнемиоценовых отложений Венгрии по органикостенному фитопланктону (Sütő-Szentai, 1989)

Регио- ярус	Регио- подъярус	Зоны по органикостенному фитопланктону	
Паннон	Верхний	Mougeoita laetevirens	
		Dinoflagellata–Zignemataceae	
		Spiniferites validus	Подзона Spiniferites validus
			Подзона Spiniferites paradoxus
	Нижний	Spiniferites bentorii	Подзона Pontiadinium pecsvariensis
			Подзона Spiniferites bentorii oblongus
Подзона Spiniferites bentorii pannonicus			
		Pleurozonaria ultima	
Карпат s.str.		Spiniferites bentorii budajcnoensis	

гии и фитопланктону к региональной стратиграфической схеме, разработанной на основе эволюции фауны моллюсков. Надо отметить и то обстоятельство, что неогеновые отложения Таманского полуострова, в том числе и разреза Железный Рог, в отличие от других районов Черноморской области, представлены преимущественно глинистыми фациями, которые являются наиболее перспективными для изучения указанных палеонтологических групп.

Впервые разрез Железный Рог был подробно описан Н.И. Андрусовым (Андрусов, 1961б) в 1899 г. Несмотря на то, что он с тех пор является объектом пристального внимания геологов, в его стратиграфическом строении остается ряд до конца не выясненных вопросов. Основной из них – положение границы понта-мэотиса. Сам Н.И. Андрусов отмечал, что границу между понтическим и мэотическим “ярусами” провести трудно (Андрусов, 1961а, с. 295), так как понтические “валенциеннезиевые глины” подстилаются толщей сланцеватых глин, обычно не содержащей остатков моллюсков. Описание мэотиса в разрезе он начинает (сверху вниз) с пачки тонкослойных глин, в верхней части которой располагаются три прослоя трепела, а несколько ниже – своеобразный белый тонкозернистый слой, напоминающий песок и состоящий из истертого аморфного вулканического стекла. Эта пачка залегает непосредственно под последними слоями глины с мелкими Paradasna abichi и марганцевыми конкрециями, относящимися еще к понтическому ярусу (Андрусов, 1961а, с. 295). Таким образом, Н.И. Андрусов устанавливает границу по фауне и проводит ее по

кровле указанной пачки. Многие из современных геологов предпочитают проводить границу понта и мэотиса по кровле первого из двух выдержанных (третий выклинивается) маркирующих прослоев диатомита (трепела). Существует также мнение (Ю.О. Гаврилов), что более естественно ее располагать в 5.5–6 м ниже кровли диатомитов по маломощному прослою (0.1–0.3 м) брекчированной, участками ожелезненной глины.

Мощность понтических отложений в разрезе Железный Рог Н.И. Андрусов определил приблизительно в 120 м и расчленил их на два горизонта, границу между которыми провел по слою раковинного детрита (мощность 0.5–1 м) с *Congerina subrhomboides*: верхний мощностью около 40 м и нижний мощностью около 80 м (Андрусов, 1961а, с. 296; Андрусов, 1961б, с. 616). Подстилающие отложения, без указания мощности, он отнес к мэотическим на основании присутствия в их нижней части *Scrobicularia tellinoides*, отмечая при этом, что они до такой степени похожи на сланцеватые глины верхнего сармата, что из-за отсутствия в них демаркационного горизонта мэотиса – мшанкового известняка, их легко принять за верхний сармат (Андрусов, 1961б;

с. 642). Более дробно мэотические отложения Железного Рога им не расчленялись.

Лежащие над понтом отложения киммерия (“рудные слои”) Н.И. Андрусов начинает (снизу вверх) со слоя сильножелезистого мергеля (в настоящем описании разреза – известняк) темно-бурого цвета, который перекрывается слоем синевато-серой глины и “слоем синевато-серого вещества очень хрупкого” с желтыми железистыми ядрами. Выше располагается пласт бурого железняка.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Настоящие исследования проводились по материалам (образцы пород, описание разреза), предоставленным, доктором геолого-минералогических наук С.В. Поповым (ГИН РАН), которому автор выражает свою признательность.

По данным С.В. Попова и А.С. Застрожного (Попов, 1996; Попов, Застрожный, 1998), общая мощность разреза Железный Рог составляет около 500 м. Он сложен породами верхнего сармата (мощн. около 130 м), мэотиса (мощн. около 370 м), понта (мощн. около 90 м) и нижнего киммерия (мощн. около 10 м). Ниже приводится краткое описание разреза (рис. 2).

- | | | |
|-----------------|-----------|---|
| Sr ₃ | Пачка 1. | Чередование серых карбонатных глин и желто-серых пористых известняков с “червячковой” структурой. Мощность около 30 м. |
| | Пачка 2. | Глины коричневатые “майкоповидные” некарбонатные с гипсом, ярозитом, вулканическим пеплом. В нижней и средней части – оползни, обнаженность – фрагментарная. Мощность около 100 м. |
| M ₁ | Пачка 3. | Глины серые, карбонатные с прослоями (2–3 м) бескарбонатных глин с ярозитом. Мощность около 120 м. |
| M ₂ | Пачка 4. | Брекчированные глины (“глыбовый” олистростром). Мощность 2–10 м. |
| | Пачка 5. | Глины светло-серые массивные, карбонатные. Мощность около 40 м. |
| | Пачка 6. | Глины более темные с буроватым оттенком, слабокарбонатные. Мощность около 16 м. |
| | Пачка 7. | Глины светло-серые легкие тонкослоистые, видимо диатомовые, сильнокарбонатные. Мощность 4–5 м. |
| | Пачка 8. | Глины светло- и зеленовато-серые, карбонатные, в подошве – брекчированные. Мощность 23–25 м. |
| | Пачка 9. | Глины темно-серые с зеленовато-буроватым оттенком. Мощность 5 м. |
| | Пачка 10. | Окремненный диатомит светло-желтый тонкослоистый, в подошве с линзами крепкого известняка. Мощность 4.5 м. |
| | Пачка 11. | Глины серые карбонатные с двумя прослоями диатомовых глин и прослоем (0.01 м) серого вулканического пепла в 20 м от подошвы. Мощность 40–50 м. |
| | Пачка 12. | Глины серые, зеленовато-серые. В подошве – слой (0.1–0.3 м) брекчированной глины, участками ожелезненной, в 5.5–6 м выше два прослоя диатомита: нижний – 0.1–0.13 м, верхний – 0.03–0.06 м. Мощность 7–7.5 м. |
| P ₁ | Пачка 13. | Глины темно-серые, голубоватые тонкослоистые карбонатные. В трех метрах от подошвы появляются первые лимнокардины, а в восьми метрах – массовые <i>Paradasna abichi</i> . Мощность 11 м. |
| | Пачка 14. | Глины серые массивные толстослоистые. В 2–2.5 м от подошвы маркирующий пласт светло-серого диатомита (0.6 м) с многочисленными ожелезненными прослоями. Мощность 11–12 м. |
| | Пачка 15. | Глины серые, темные, полосчатые, алевритистые. Закрыта осыпью, но просматриваются фрагменты. Мощность 13–16 м. |
| | Пачка 16. | Глины темно-серые с зеленовато-буроватым оттенком, слабоалевритистые и слабокарбонатные. Мощность 10–15 м. |
| | Пачка 17. | Алеврит глинистый светлый зеленовато-серый сильнокарбонатный. Мощность 4 м. |
| | Пачка 18. | Глины зеленовато-серые с буроватым оттенком. Мощность 2 м. |
| | Пачка 19. | Глины зеленоватые с белесыми разводами, представляющими собой раковинный детрит, комковатые, бесструктурные. Мощность 1 м. |

- P₂ Пачка 20. Глины зеленовато-серые переполненные раковинами *Congerina novorossica*, *C. subrhomboides* и др. Контакт с нижележащей толщей – волнистый, с вышележащей – неровный, с размывом, четкий по цвету. Мощность 0.35–0.5 м.
- Пачка 21. Раковинный детрит от желтовато-серого цвета до светло-серого. Мощность 0.15–0.23 м.
- Пачка 22. Глины зеленовато-серые, серые с полосчатой текстурой, обусловленной развитием ожелезненных прослоек (1–2 см), с неровной нижней границей. Мощность 2.4 м.
- Пачка 23. Глины темно-серые с полосчатой текстурой образованной за счет развития буровато-коричневых прослоев (0.1–0.5 м), карбонатная. Мощность 9–11 м.
- Пачка 24. Глины более светлые от буровато-желтых до серых с полосчатой текстурой, карбонатные. Мощность 8 м.
- Пачка 25. Глины темно-серые с ожелезненными кирпично-красными прослоями, образующими полосчатую текстуру, плотные, карбонатные. Мощность 14–15 м.
- Km₁ Пачка 26. Известняк темно-серый с буроватым оттенком, крепкий, сидеритизированный, с неровной нижней границей. Мощность 0.2–0.3 м.
- Пачка 27. Глины пестроцветные – табачные, зеленые, серые загипсованные, с пятнами ожелезнения. Мощность 0.6–0.8 м.
- Пачка 28. Оолитовая железная руда. Мощность 3–4 м.
- Пачка 29. Глины серые слабокарбонатные. Мощность 7–10 м.

Необходимо отметить, что из-за неравномерного опробования результаты исследования отдельных интервалов разреза Железный Рог характеризуются не столь высокой степенью детальности, как хотелось бы. Тем не менее, полученные данные позволили сформировать представление о таксономическом составе палинокомплексов и комплексов фитопланктона как отдельных стратиграфических единиц, так и всего диапазона изученных отложений, а также определить общую динамику изменения комплексов по разрезу и установить основные рубежи, на которых в них происходят перестройки.

Во время семинара по опорным разрезам неогена Восточного Паратетиса, который проходил на Таманском полуострове в августе 1998 г., а также в период полевых сезонов 2000–2001 годах, разрез Железный Рог был более детально опробован группой геологов в состав которой входил и автор настоящей публикации. Исследование каменного материала сборов 1998–2001 годов в недалеком будущем позволит дополнить и уточнить уже имеющиеся данные.

Споры и пыльца

В отложениях верхнего сармата – нижнего киммерия разреза Железный Рог установлено десять интервалов, различающихся по своим палинологическим характеристикам.

Подавляющую часть палинокомплекса низов разреза (мощн. 20 м; обр. 1) составляет древесная пыльца, среди которой доминируют голосеменные – *Pinaceae*¹ (*Pinus* subgen. *Diploxylon*, *Pinus* subgen. *Harpoxylon*, *Abies*, *Picea*, ед. *Cedrus*), *Taxodiaceae*. Среди пыльцы лиственных преобладают *Juglandaceae* (*Carya*, *Juglans*, *Pterocarya*), *Ulmaceae*

¹ Подчеркнуты преобладающие таксоны.

(*Ulmus*, *Zelkova*), *Betulaceae* (*Carpinus*, *Corylus*, *Alnus*, *Betula*), встречаются *Moraceae*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Quercus*, *Acer*, *Salix*, *Tilia*, *Oleaceae*. Пыльцы травянистых немного, представлена она в основном *Chenopodiaceae*, встречаются зерна *Ephedra*, *Artemisia*, *Asteraceae*, *Cichoraceae*, *Gramineae*, *Polygonaceae*, *Cruciferae*, *Umbelliferae*, *Ranunculaceae* и др. В составе спор единичные экземпляры *Sphagnum*, *Polypodium*, *Lycopodium* cf. *clavatum*.

Климатические условия в рассматриваемый отрезок сарматского века были теплоумеренными и влажными. Широкое распространение имели леса – сосновые, таксодиевые, ильмово-гикориевые.

В залегающих выше отложениях верхнего сармата мощностью около 40 м (обр. 2–4) доминирующая роль древесной пыльцы сохраняется. Однако в структуре ее спектров отмечаются некоторые изменения. Примерно равным становится процентное соотношение пыльцы хвойных и лиственных пород, среди последней увеличивается роль ильмов и дубов. В составе пыльцы травянистых при доминировании *Chenopodiaceae* возрастает количество *Artemisia* и *Gramineae*. Содержание спор незначительно, среди них – *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, единичные зерна *Ophioglossum*, *Osmunda*, *Gleichenia*, *Lycopodium*, *Pteridium*. Климат, по сравнению с предыдущей фазой, становится несколько менее влажным.

В спектрах всей вышележащей толщи верхнего сармата мощностью около 70 м (обр. 5–10) резко увеличивается содержание пыльцы трав и кустарничков, которая составляет 50% и более от общего количества пыльцы и спор. В ее составе доминируют *Chenopodiaceae*, значительную роль играет *Artemisia*, несколько меньше *Gramineae*. Среди древесных преобладают голосеменные (*Pinus* subgen. *Diploxylon*, *Taxodiaceae*, *Abies*, *Picea*,

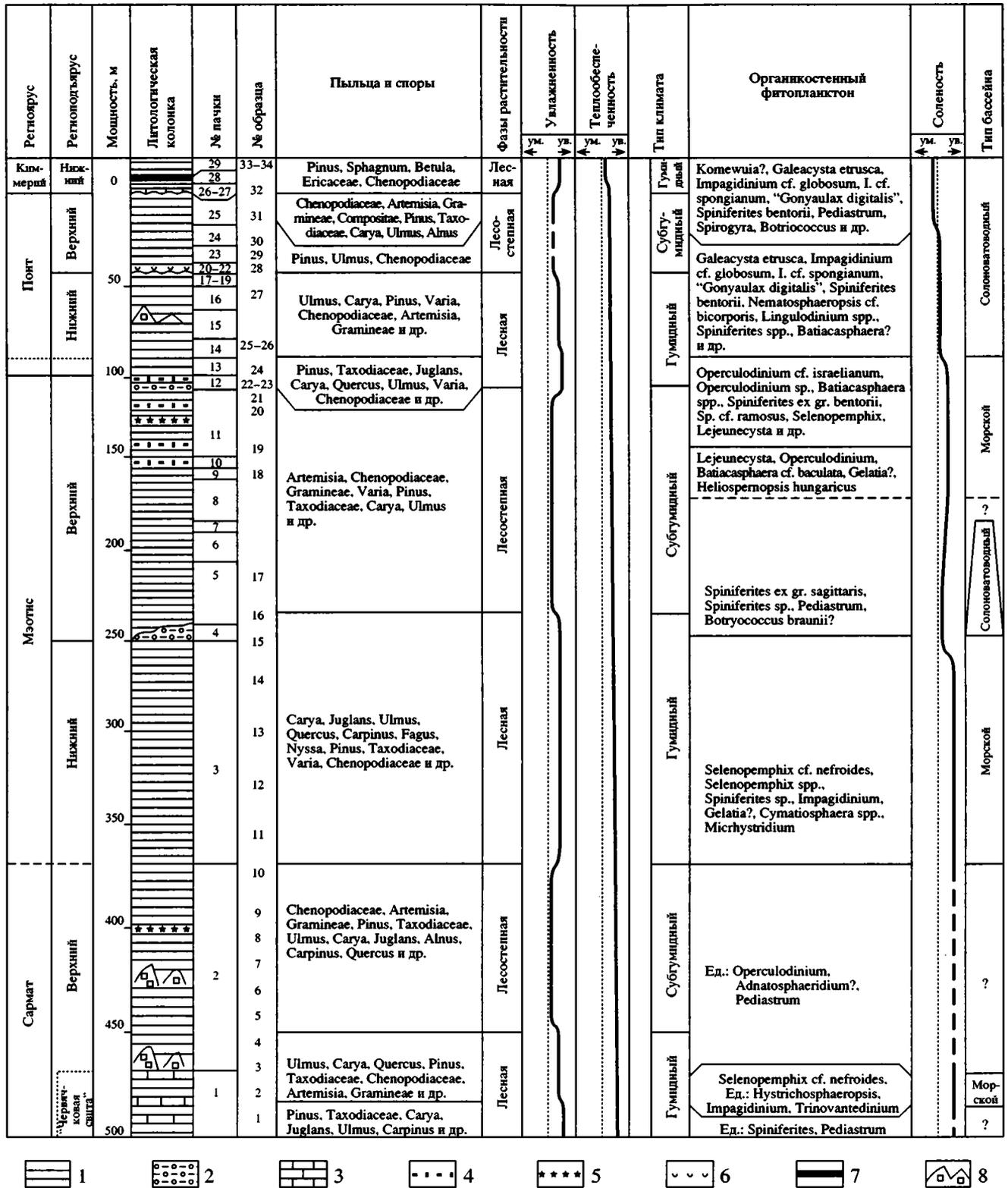


Рис. 2. Комплексная характеристика неогеновых отложений разреза Железный Рог.

1 – глина; 2 – брекчированная глина; 3 – известняк; 4 – диатомит; 5 – вулканический пепел; 6 – раковинный детрит; 7 – оолитовая железная руда; 8 – осыпи и обвалы, обнаженность фрагментарная; ум. – уменьшение; ув. – увеличение; Ед. – единично.

Podocarpus, *Tsuga*). В составе лиственных доминируют ильмы и ореховые (*Carya*, *Juglans*, *Pterocarya*), несколько меньше пыльцы березовых (*Alnus*, *Carpinus*, *Betula*), буковых (*Quercus*, *Fagus*). Немногочисленные споры представлены *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Gleichenia*.

В это время в климатических условиях произошли ощутимые изменения в сторону увеличения сухости, заметно расширились площади, занимаемые открытыми ландшафтами.

В нижней части мезотических отложений (мощн. около 120 м; обр. 11–16) ведущую роль в палиноспектрах вновь приобретает пыльца древесных растений, причем в ее составе преобладают представители широколиственных пород – ореховых (*Carya*, *Juglans*, ед.: *Pterocarya*, *Engelhardtia*), несколько в меньшем количестве присутствует пыльца вяза, значительно содержание зерен дуба, граба, бука, часто встречается нисса и др. Среди голосеменных превалирует *Pinus* subgen. *Diploxylo*, значительна роль *Taxodiaceae*, *Abies*, *Picea*, отмечены зерна *Podocarpus*, *Cedrus*, *Tsuga*. В составе пыльцы травянисто-кустарничковых растений доминируют разнотравные элементы (*Varia*), меньше маревых. Среди немногочисленных спор отмечаются *Polypodiaceae*, *Sphagnum*. Влажность климата в этот интервал возросла. Большое распространение получили широколиственные вязово-гикориевые леса, травянисто-кустарничковая растительность стала носить более мезофильный характер.

Отложения верхней части мезотиса (мощн. около 150 м; обр. 17–22) характеризуются палинокомплексом, в котором преобладает пыльца травянисто-кустарничковых растений. В ее составе ведущую роль играют полыни и маревые, несколько меньше злаков, разнотравья. Среди древесной пыльцы превалирует *Pinus* subgen. *Diploxylo*, затем следуют *Taxodiaceae*, *Carya*, *Ulmus*, часто встречаются *Quercus*, *Fagus*, *Juglans*, *Carpinus*, *Alnus*, *Picea*, *Tsuga* и др. Содержание спор невысокое, они представлены *Polypodiaceae* и *Sphagnum*. Климатические условия в позднем мезотисе стали суше, увеличились пространства, занимаемые ландшафтами открытого типа, образующие степеподобными группировками из полыней, маревых, злаков и др.

В спектрах отложений низов понта (мощн. около 10 м; обр. 23–24) вновь доминирующее значение приобретает пыльца древесных растений, среди которой преобладают голосеменные (*Pinus* subgen. *Diploxylo*, *Taxodiaceae*, *Picea*, *Abies*, *Pinus* subgen. *Haploxylo*, *Sciadopitys*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Podocarpus* и др.). В составе лиственных превалируют ореховые (*Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*), дуб, ильм, реже встречаются ольха, граб, лещина, дзельква, клен, падуб, ликвидамбр, нисса, липа и др. Пыльца трав и кустарничков представлена

разнотравными элементами, маревыми, полынью, злаками и др. Резко увеличивается количество спор сфагновых мхов, часто отмечаются *Polypodiaceae*, *Lycopodium*. Влажность климата в эту фазу возросла. В растительном покрове господствовали леса – сосновые, смешанные широколиственные из ореха, гикори, дуба, вяза и др., местами произрастали леса из болотного кипариса.

В вышележащих отложениях нижнего понта (мощн. около 50 м; обр. 25–27) выделен палинокомплекс, в котором также доминирует древесная пыльца. Однако в ее составе ведущую роль играют широколиственные таксоны – *Ulmus*, *Juglandaceae* (*Carya*, *Pterocarya*), *Quercus*. Среди хвойных превалируют *Pinus* subgen. *Diploxylo*, отмечаются *Taxodiaceae*, *Abies*. Травянисто-кустарничковая пыльца представлена разнотравьем, маревыми, полынью, злаками. Спор мало, среди них – *Sphagnum*, *Polypodiaceae*. Климатические условия, по сравнению с начальной фазой понта, стали несколько менее влажными. Большое развитие получили широколиственные дубово-гикориево-вязовые леса.

Верхняя часть понтических отложений (мощн. около 25 м; обр. 28–30), за исключением кровли, характеризуется низким содержанием пыльцы и спор, в их составе преобладает *Pinus* subgen. *Diploxylo*, в меньших количествах присутствуют *Ulmus*, *Chenopodiaceae*, встречаются *Taxodiaceae*, *Abies*, *Tsuga*, *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Quercus*, *Artemisia* и др. По всей вероятности данный комплекс свидетельствует об увеличении сухости климата во второй половине понта.

В отложениях самых верхов понта (мощн. 10–15 м; обр. 31) содержание спор и пыльцы несколько возрастает. Пыльца древесных и травянисто-кустарничковых растений присутствует примерно в равных количествах. В составе пыльцы трав и кустарничков – *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Gramineae*, *Compositae* и др. Среди древесных доминирует пыльца *Pinus* subgen. *Diploxylo*, меньше зерен *Taxodiaceae*, *Carya*, *Ulmus*, *Alnus*, встречаются *Pinus* subgen. *Haploxylo*, *Abies*, *Tsuga*, *Picea*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Quercus*, *Salix*, *Pex*, *Carpinus*, *Betula* и др. Споры представлены в основном *Polypodiaceae*, в виде единичных экземпляров встречаются зерна *Sphagnum*, *Pteris*, *Gleichenia*.

Для киммерийских палиноспектров (обр. 32–34) характерно преобладание пыльцы *Pinus* subgen. *Diploxylo*. Обращает на себя внимание увеличение количества пыльцы *Betula* и уменьшение – *Taxodiaceae*. Зерен остальных таксонов немного, в их числе *Picea*, *Abies*, *Carya*, *Juglans*, *Quercus*, *Fagus*, *Alnus*, *Ulmus* и др. В составе травянисто-кустарничковой пыльцы доминируют *Chenopodiaceae*, меньшую роль играют *Artemisia*, *Gramineae*. Часто встречается пыльца *Ericaceae*. В этом интервале резко возрастает количество спор сфаг-

новых мхов, на фоне присутствия спор *Lycoperidium*, *Polypodiaceae*, *Pteris*.

Повышение процента пыльцы берез и спор сфагновых мхов, резкое уменьшение зерен таксоидных и широколиственных пород, а также присутствие пыльцы вересковых, можно расценить как свидетельство некоторого похолодания на фоне относительно высокой влажности, однако этот факт требует дополнительного подтверждения.

Органикостенный фитопланктон

В отложениях разреза Железный Рог, относимых к верхнему сармату (мощность около 130 м; обр. 1, 3–10), фитопланктон практически отсутствует. Встречены единичные экземпляры диноцист – *Spiniferites*, *Operculodinium*, *Adnatosphaeridium?* и зеленых водорослей – *Pediastrum*. Лишь в верхах “червячковой свиты” (мощн. около 10 м, обр. 2) выделяется уровень с *Selenopemphix cf. nephroides* с сопутствующими единичными экземплярами *Huys-trichosphaeropsis*, *Impagidinium*, *Trinovantedinium*, а также немногочисленными *Pediastrum*.

Отложения мэотиса более насыщены фитопланктоном, чем верхнесарматские. В нижнемэотическом интервале (мощн. около 120 м; обр. 11–15) преобладают проксиматные формы – *Selenopemphix cf. nephroides*, *Selenopemphix* spp. Встречаются проксимохоратные формы – мелкие угнетенные *Spiniferites* sp., *Impagidinium?* Массово развиты зеленые водоросли – *Gelatia?*, *Cymatiosphaera* spp., присутствуют акритархи – *Micrhystridium* sp.

Нижняя часть верхнемэотических отложений (мощн. около 80 м; обр. 16, 17) содержат комплекс фитопланктона, представленный многочисленными мелкими угнетенными *Spiniferites ex gr. sagittarius* с редуцированными выростами и *Spiniferites* spp., а также редкими экземплярами *Impagidinium*. Часто встречаются *Pediastrum*, *Botryococcus braunii?*

Выше по разрезу (мощн. 30–35 м, обр. 18–19) он замещается комплексом, состоящим из небольшого числа *Lejeunecysta* spp., единичных *Operculodinium* sp., *Batiacasphaera cf. baculata*. Обильны зеленые водоросли *Gelatia?*, встречены *Heliospermopsis hungaricus*.

Верхняя часть верхнемэотических и низы понтических отложений (общая мощн. около 40 м; обр. 20–24) характеризуются комплексом, в котором преобладают крупные *Operculodinium cf. israelianum*, несколько меньше – *Operculodinium* sp., *Batiacasphaera micropapillata?*, *B. sphaerica?*, *B. baculata?*. Значительно содержание угнетенных *Spiniferites cf. bentorii*, *S. cf. ramosus*, *S. cf. cingulatus*, *Spiniferites* spp., *Cleistosphaeridium?*, *Lingulodinium*, *Selenopemphix* sp., *Lejeunecysta* sp., *Impagidinium*, *Achomosphaera ex gr. sagenata?*. Многочисленны зеленые водоросли – *Gelatia?*, *Cymatiosphaera*,

встречаются *Pediastrum*, *Botryococcus*, *Micrhystridium* sp., в виде единичных экземпляров присутствуют *Pterospemopsis*, *Heliospermopsis*, *Spirogira* с орнаментированной поверхностью.

В вышележащих слоях нижнего понта (пачка 14) комплекс фитопланктона резко меняется, появляется *Galeacysta etrusca* и новая группа своеобразных скульптурированных *Impagidinium* (*I. cf. spongianum*, *I. cf. globosum*, *Impagidinium* sp.) с редуцированными сутуральными гребнями (перегородками), последние доминируют в комплексах фитопланктона практически всего понта (мощн. около 65 м; 25–30) за исключением самых низов (мощн. 8–10 м) и верхов. Им сопутствуют также “*Gonyaulax digitalis*”² *Spiniferites bentorii*, *Nematosphaeropsis* (в том числе *N. cf. bicorporis*, *Nematosphaeropsis* sp.), в значительном количестве присутствуют *Lingulodinium* spp., разнообразные *Spiniferites* (*S. ex gr. cornutus*, *S. ex gr. elongatus*, *S. ex gr. perforata*, *S. ex gr. ramosus*, *S. aff. frigidus*), *Batiacasphaera?* (*B. sphaerica?*, *B. micropapillata?*, *B. baculata?*), в виде единичных экземпляров отмечаются *Selenopemphix*, *Adnatosphaeridium cf. multispinosum*, *Huys-trichokolpoma* spp., *Impagidinium cf. pallidum*, *Cannosphaeropsis?*, *Cerebrocysta?*, *Achomosphaera*, *Apteodinium*, *Huys-trichosphaeridium*, *Huys-trichosphaeropsis* sp., *Operculodinium*. Часто встречается *Pediastrum*, реже – *Spirogira* (гладкая).

В верхах понта (обр. 31, мощн. около 15 м) в составе комплекса фитопланктона вновь происходят существенные изменения. Появляется новая группа таксонов, сходных с “*Diconodinium inequicomutum*”³ из понтических отложений Румынии (Baltes, 1971) и с представителями “*Pontiadinium*”⁴ из верхов нижнего и низов верхнего паннона отложений Венгрии (Sütő-Szentai, 1985). Данная группа таксонов, наряду с *Galeacysta etrusca* и своеобразными *Impagidinium*, характерна и для вышележащих киммерийских слоев (мощн. около 10 м; обр. 32–34). В комплексе верхов понта и нижнего киммерия присутствуют также “*Gonyaulax digitalis*”, *Spiniferites bentorii*, *Nematosphaeropsis* sp., *Spiniferites ex gr. cornutus*, *S. ramosus*, *Spiniferites* spp., *Huys-trichosphaeropsis*, *Batiacasphaera?*, *Lingulodinium*, *Huys-trichosphaeridium*, *Achomosphaera?*, *Leptodinium?*, *Apteodinium*. Встречаются *Pediastrum*, *Spirogira* (орнаментированные и гладкие), *Botryococcus*.

² Название *Gonyaulax digitalis* используется для обозначения современного вида динофлагеллат в подвижной стадии, поэтому его применение для морфологически сходных ископаемых цист не лигитимно, в связи с чем оно заключено в кавычки. Возможно, что рассматриваемый вид цист вообще не имеет отношения к *Gonyaulax digitalis*, а ископаемым аналогом последнего является *Spiniferites bentorii* (Dodge, 1989).

³ В настоящее время данный вид рассматривается в составе рода *Komewuia* (Chen, 1982; Williams et al., 1998).

⁴ “*Pontiadinium*” является более поздним синонимом *Komewuia* (Chen, 1982; Williams et al., 1998).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, в результате палинологических исследований в интервале отложений верхнего сармата – нижнего киммерия разреза Железный Рог установлено десять палинокомплексов.

В верхнесарматских отложениях выявлено три палинокомплекса, из которых первые два отвечают развитию на примыкавших к Эвксинскому бассейну территориях лесной мезофильной растительности, а последний – более ксерофильной лесостепной растительности. Климатические условия в начале рассматриваемого интервала сарматского века (обр. 1) были теплоумеренными и влажными. Широкое распространение в это время имели леса – сосновые, таксодиевые, ильмово-гикориевые. В последующую фазу позднего сармата (обр. 2–4) климат стал несколько менее влажным. В конце сармата (обр. 5–10) в климатических условиях происходят ощутимые изменения, направленные в сторону увеличения сухости, заметно расширяются площади, занимаемые открытыми ландшафтами.

Мэотические отложения характеризуются двумя палинокомплексами: более древний свидетельствует о лесной фазе в развитии растительного покрова, более молодой – о лесостепной. В первой половине мэотического века (обр. 11–16) влажность климата, по сравнению с концом сармата, возрастает. Большое распространение получают широколиственные вязово-гикориевые леса, травянисто-кустарничковая растительность носит более мезофильный характер. В позднем мэотисе климатические условия (обр. 17–22) становятся суше, увеличиваются пространства, занимаемые ландшафтами открытого типа, образованные степеподобными группировками из полыней, маревых, злаков и др.

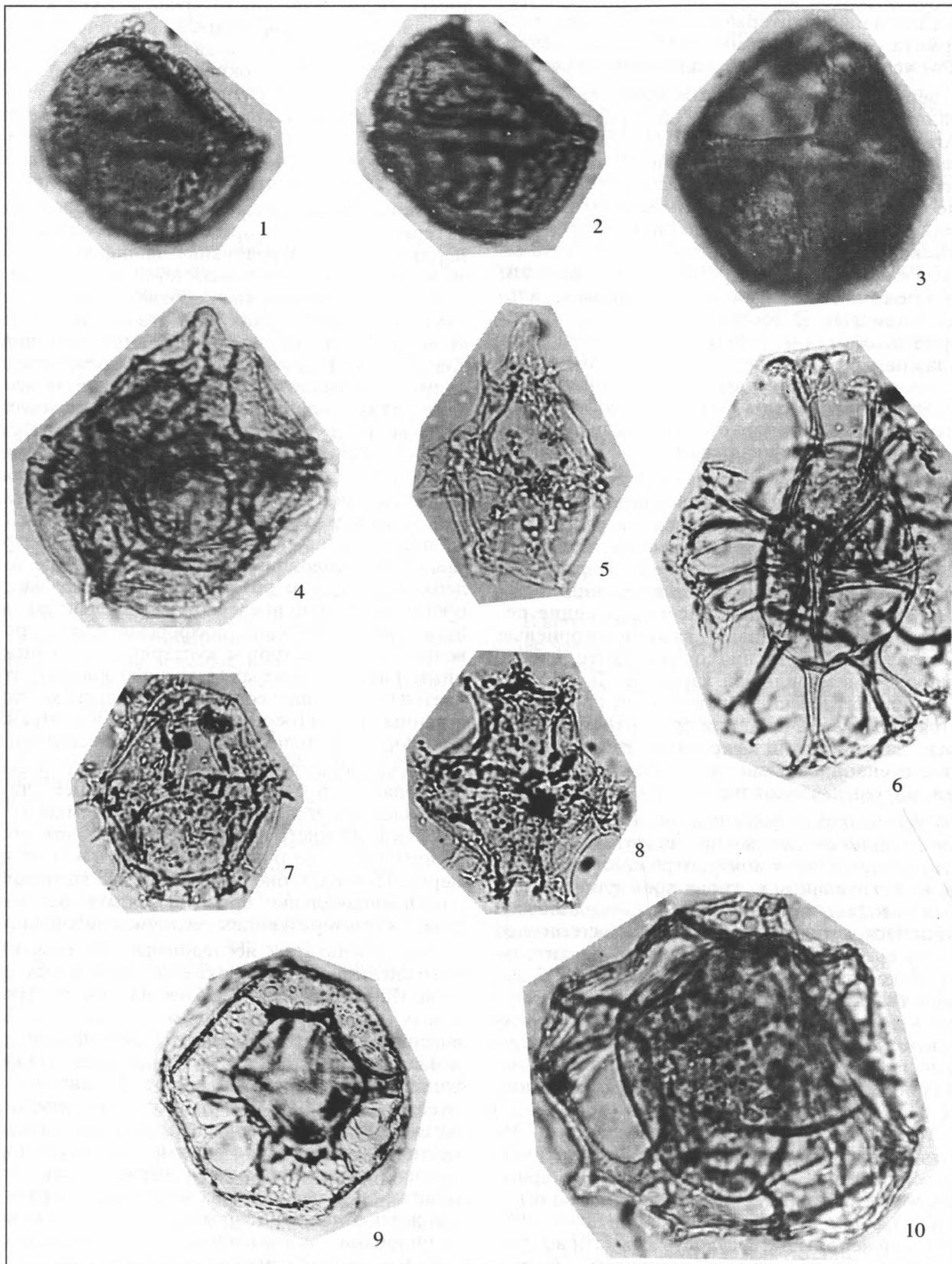
В понтических отложениях выделено четыре палинокомплекса, первые два из которых, соответствующие раннему понту, отражают преобладание в растительном покрове преимущественно лесных мезофильных формаций, а последние два, относящиеся к позднему понту, характеризуют более ксерофильную лесостепную растительность. В начале понтического века (обр. 23–24) влажность климата, по сравнению с поздним мэотисом, возрастает. В растительном покрове господствуют сосновые, смешанные широколиственные леса из ореха, гикори, дуба, вяза и др., местами произрастают леса из болотного кипариса. Остальной интервал раннего понта (обр. 25–27) характеризуется несколько менее влажными по сравнению с начальной фазой понта климатическими условиями. Большое развитие в это время получают широколиственные дубово-гикориево-вязовые леса. Во второй половине понта (обр. 28–30), по всей вероятности, сухость климата возросла, что вызвало увеличение площадей, занятых травянисто-кустарничковой растительностью.

В нижнем киммерии установлен один палинокомплекс, который указывает на преобладание древесной растительности, среди которой доминировали сосновые формации. Климатические условия в начале киммерия, судя по возросшему значению в растительном покрове сфагновых мхов, вересковых, берез, и уменьшению роли болотных кипарисов и широколиственных пород, возможно, стали несколько более прохладными и влажными, однако это предположение, как было указано выше, требует дополнительного подтверждения.

Таким образом, настоящими исследованиями в интервале позднего сармата – раннего киммерия зафиксировано чередование палинокомплексов двух типов – лесного и лесостепного, которые отражают существование соответственно более влажных и более сухих климатических фаз и их периодическую смену. Полученные материалы довольно хорошо сопоставляются с результатами палинологических исследований верхнемэотических, понтических и киммерийских отложений разреза между мысом Панагия и балкой Кутря, расположенного по южному побережью Таманского п-ва северо-западнее разреза Железный Рог (Ананова и др., 1985). По данным Е.Н. Анановой, в конце мэотиса в растительном покрове также преобладали травянисто-кустарничковые формы. Первая половина понта (евпаторийские, ингулецкие, одесские слои) характеризуется развитием преимущественно древесной растительности, а во второй (портаферские, босфорские слои) – резко возрастает роль трав и кустарничков. В нижнекиммерийских спектрах (азовский горизонт) отмечается повышенное содержание пыльцы мелколиственных пород (береза, ольха, ива), что отражает некоторое уменьшение теплообеспеченности.

Таким образом, по данным Е.Н. Анановой и материалам, публикуемым в настоящей статье, наиболее существенное понижение температуры в течение позднего сармата – раннего киммерия в районе Таманского п-ва отмечается в начале киммерия. При этом, оно скорее всего не выходило за рамки минимальных предельных значений температур, характеризующих теплоумеренный климат.

По результатам исследования органикостенного фитопланктона верхнесарматская часть разреза Железный Рог делится на три интервала (снизу вверх) маломощным прослоем с *Selenopemphix cf. nefroides* (обр. 2). *Selenopemphix nefroides* ныне обитает во внутренних районах неритовой зоны умеренных широт Атлантического океана (Harland, 1983), что позволяет предположить существование в позднем сармате кратковременной фазы морского режима, соответствующей времени накопления верхов “червячковой свиты”. В ниже- и вышележащих интервалах верхнесарматских отложений фитопланктон встречается единичными экземплярами, что, по-видимому, обусловлено неблагоприятными условиями для его обитания. Перекрывающая толща мэотичес-



ко-нижнекимммерийских отложений характеризуется шестью довольно богатыми комплексами органикостенного фитопланктона.

В нижнемэотическом комплексе (обр. 11–15) преобладают различные виды *Selenopemphix*, свидетельствующие о близкой к нормальной солености палеобассейна. Угнетенность видов *Spiniferites*, частая встречаемость пресноводного фитопланктона (*Pediastrum*, *Botryococcus braunii*?) в комплексе из низов верхнемэотических отложений (обр. 16–17) указывают на некоторое опреснение в начале позднего мэотиса. В середине позднего мэотиса (обр. 18–19) таксономический состав комплекса меняется, появляются такие морские формы, как *Lejeunecysta*, *Batiacasphaera cf. baculata* и др.

Конец позднего мэотиса (обр. 20–21) и самая начальная фаза понта (обр. 22–24) характеризуется комплексом из преимущественно морских и солоноватоводных форм – *Operculodinium cf. israelianum*, *Selenopemphix*, *Lejeunecysta*, *Spiniferites*, таксонов, сходных с различными видами *Batiacasphaera* и др. и небольшим числом пресноводных форм (*Pediastrum*, *Botryococcus*, *Spirogira* с орнаментированной поверхностью).

Надо отметить, что граница мэотиса–понта при варианте ее проведения по сдвоенному пласти диатомита, проходит внутри этого единого комплекса. Резкие изменения в составе органикостенного фитопланктона, связанные с появлением и расцветом многих таксонов (*Galeacysta etrusca*, “*Gonyaulax digitalis*”, *Spiniferites bentorii*, своеобразные виды *Impagidinium*, *Nematosphaeropsis cf. bicorporis*), происходят на 8–10 м (обр. 25) выше кровли пласта сдвоенного диатомита. Примерно на этом же уровне в массовом количестве появляется понтическая фауна моллюсков (*Paradaspa abihii*), хотя первые ее находки встречаются и ниже (на 5 м). Условия обитания фауны и фитопланктона в эту фазу были, по-видимому, солоноватоводными.

Е.Н. Ананова с соавторами (1985) в разрезе по южному побережью Таманского п-ва от мыса Панагия до балки Кутря появление комплекса с “*Gonyaulax*” соотносит с нижней частью одесских слоев.

Комплекс диноцист с *Galeacysta etrusca*, “*Gonyaulax digitalis*”, *Spiniferites bentorii* и своеобразными *Impagidinium* из разреза “Железный Рог” (обр. 25–30) очень схож, с одной стороны, с ком-

плексом верхней подзоны (*Pontiadinium pecsvaradiensis*) зоны *Spiniferites bentorii* из верхов нижнепаннонских отложений Венгрии (Sütő-Szentai, 1985), которая соответствует эпиболям *Spiniferites bentorii*, “*Gonyaulax digitalis*” и *Pontiadinium pecsvaradiensis*, а с другой стороны, с комплексом зоны *Spiniferites validus* из верхнепаннонских (“Postpannonische neogen Sedimente”, “Oberpannonische Unterstufe”, “pontischen Bildungen”) отложений Венгрии (Sütő-Szentai, 1985, 1989), выделенном на основе появления *Spiniferites validus* и эпиболой *Impagidinium globosum*, *I. spongianum*, в нем также присутствуют “*Gonyaulax digitalis*”, *Spiniferites bentorii*, виды “*Pontiadinium*” и др.

На настоящем этапе исследований автор более склонен соотносить рассматриваемый комплекс из Железного Рога с верхнепаннонским комплексом зоны *Spiniferites validus* в связи с обилием в нем *Impagidinium cf. globosum* и *I. cf. spongianum* (табл. 2). Однако это обстоятельство требует уточнения.

В Средиземноморской области (Италия) ассоциация с *Galeacysta etrusca* и “рябыми” (“pitted”) *Impagidinium* появляется в верхней части мессиния (фации “лаго-маре”) (Bertini, Corradini, 1998) и прекрасно сопоставляется с рассматриваемым черноморским понтическим комплексом диноцист.

Еще один уровень возникновения новой группы таксонов – форм сходных с *Komewuia* (см. сноску 2) отмечен в кровле понта (обр. 31) разреза Железный Рог. С ними ассоциируют своеобразные *Impagidinium*, *Galeacysta etrusca*, “*Gonyaulax digitalis*”, *Spiniferites bentorii* из предыдущего комплекса. Данный комплекс характерен и для нижнекимммерийских слоев. Условия его существования были скорее всего солоноватоводными, однако в начале киммерия, судя по наличию пресноводных форм (*Pediastrum*, *Spirogira*, *Botryococcus*), по-видимому, произошло некоторое опреснение палеобассейна, скорее носящее ограниченный характер и возможно связанное с увеличением речного стока и понижением температуры, отмеченным в этот отрезок киммерия по палинологическим данным.

Установленные два уровня изменения органикостенного фитопланктона в низах и кровле понта опорного разреза Железный Рог прослежены

← Фототаблица I. Органикостенный фитопланктон из неогеновых отложений разреза Железный Рог Увел. 750 для фиг. 1–3, 5–10 и ×500 для фиг. 4.

1, 2 – *Impagidinium cf. globosum* Sütő-Szentai, 1985, обр. 25, понт; 3 – *Impagidinium cf. spongianum* Sütő-Szentai, 1985, обр. 25, понт; 4 – “*Gonyaulax digitalis* (Pouchet, 1883) Kofoid, 1911” (см. сноску 2), обр. 25, понт; 5 – *Spiniferites bentorii* (Rossignol, 1964) Wall & Dale, 1970, обр. 29, понт; 6 – *Spiniferites cf. ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854, обр. 30, понт; 7 – *Spiniferites sp.*, обр. 15, мэотис; 8 – *Spiniferites sp.*, обр. 30, понт; 9 – *Galeacysta etrusca* Corradini, Biffi, 1988, обр. 32, киммерий; 10 – *Galeacysta etrusca* Corradini, Biffi, 1988, обр. 25, понт.

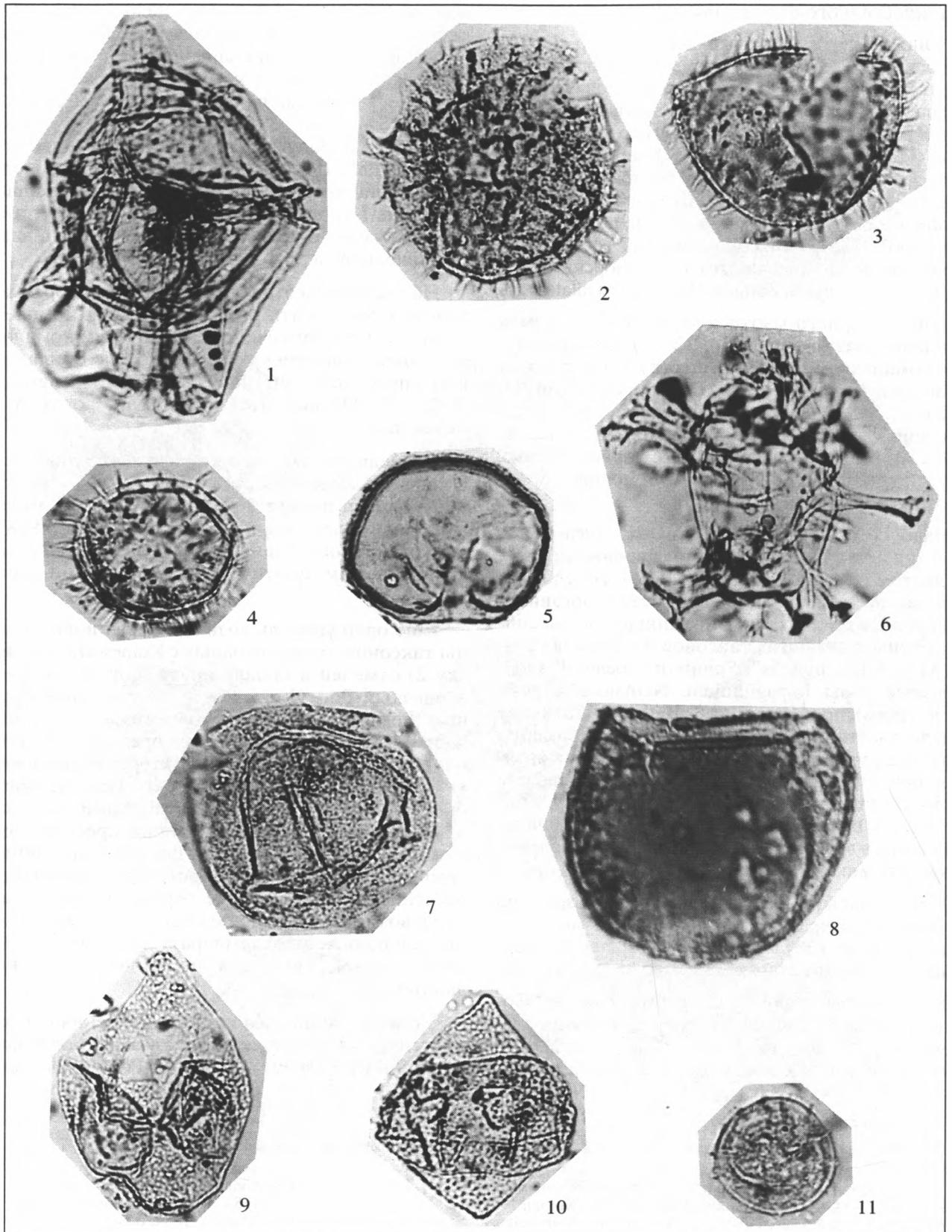


Таблица 2. Сопоставление верхнемиоценовых-нижнеплиоценовых комплексов органикостенного фитопланктона Черноморской области, Западного Паратетиса и Средиземноморья

Восточный Паратетис		Западный Паратетис			Средиземное море		
Черноморский бассейн (по автору)		Венгрия (по Sütő-Szentai, 1985, 1989)		Румыния (по Balteş, 1971)	Италия (по Bertini, Corradini, 1998)		
Нижний киммерий	Komewuia?, Galeacysta etrusca, Impagidinium cf. globosum, I. cf. spongianum и др.		Комплекс зоны Mougeotia laetevirens ----- Комплекс зоны Dinoflagellata- Zygnemataceae	Понт	Diconodinium inequicornutum* и др.		
Понт	Galeacysta etrusca, Impagidinium cf. globosum, I. cf. spongianum и др.	Верхний паннон (понт)	Комплекс зоны Spiniferites validus (Impagidinium globo- sum, I. spongianum, S. paradoxus и др.)	-----	-----	Верхний мессиний (лаго-мапе)	Galeacysta etrusca, Impagidinium sp. ("pitted") и др.

* См. сноску 3 в тексте.

автором и в разрезе расположенной восточнее Кубанской сверхглубокой скважины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в результате палинологических исследований верхнесарматских, мэотических, понтических и нижнекиммерийских отложений разреза Железный Рог установлено десять комплексов спор и пыльцы "лесного" и "лесостепного" типов, чередующихся по разрезу и отображающих соответственно смену лесных и лесостепных фаз в развитии растительного покрова. Комплексы спор и пыльцы отложений всего исследованного интервала в таксономическом отношении (на уровне семейств и родов) почти идентичны, и отличаются лишь соотношением отдельных компонентов, отражающим климатические колебания.

На ранних стадиях позднесарматского, мэотического и понтического веков климатические условия были теплоумеренными и влажными, в растительном покрове преобладали леса – хвойные (сосновые, в меньшей степени таксодиевые) и смешанные широколиственные (вязово-гикориевые, дубово-гикориево-вязовые и др.). В поздние стадии указанных веков климат становился суше, в связи с чем расширялись площади, занимаемые ксерофильной травянисто-кустарничковой растительностью, представленной группировками из маревых, полыни, злаков и др. В начале киммерия климатические условия, судя по довольно резкому усилению в растительных сообществах позиций таких таксонов, как Sphagnum, Ericaceae, Betula, стали более прохладными и относительно влажными.

По палинологическим материалам наиболее четко фиксируется изменение увлажненности, которое носило ритмический характер. Неоднократно сменяющие друг друга во времени лесные и лесостепные фазы отвечали, соответственно, развитию гумидных и субгумидных условий. Динамика теплообеспеченности была иной и имела тенденцию к постепенному убыванию, о чем свидетельствует устойчивое сокращение вверх по разрезу в структуре палинокомплексов процента спор и пыльцы теплолюбивых растений. Климат в течение всего изученного интервала, по-видимому, сохранял теплоумеренный характер. Наиболее существенное понижение температуры, отмеченное в раннем киммерии, скорее всего не выходило за рамки значений теплообеспеченности, присущих теплоумеренному климату.

В результате палеоальгологических исследований отложений разреза Железный Рог установлено девять комплексов органикостенного фитопланктона (диноцисты, зеленые водоросли, акритархи).

Поздний сармат охарактеризован фитопланктоном слабо, в нем выделен один довольно кратковременный интервал с достоверно морским режимом. В раннем мэотисе соленость бассейна, очевидно, была близка к нормальной. В начале позднего мэотиса она понизилась. Во второй половине позднего мэотиса вновь установился морской режим, но соленость вод, по-видимому, отклонялась от нормальной. В понте и раннем киммерии здесь существовали солонатоводные условия, причем в самом конце понта и начале киммерия соленость вод была более низкой. Опреснение в начале позднего мэотиса, заключи-

Фототаблица II. Органикостенный фитопланктон из неогеновых отложений разреза Железный Рог. Увел. ×750.

1 – Hystrichosphaeropsis sp., обр. 30, понт; 2 – Operculodinium cf. israelianum (Rossignol, 1962) Wall, 1967, обр. 21, мэотис; 3 – Operculodinium cf. centroparum (Deflandre, Cookson, 1955) Wall, 1967, обр. 21, мэотис; 4 – Operculodinium sp., обр. 21, мэотис; 5 – Selenopemphix sp., обр. 21, мэотис; 6 – Dinoflagellate gen. indet., обр. 30, понт; 7 – Dinoflagellate gen. indet., обр. 20, мэотис; 8 – Palaeostonocystis?, обр. 28, понт; 9 – Komewuia?, обр. 31, понт; 10 – Komewuia?, обр. 30, понт; 11 – Cymatiosphaera sp., обр. 15, мэотис.

тельной фазе понта и в раннем киммерии, скорее всего, было вызвано активизацией речного стока, причем в последнем случае не исключена его взаимосвязь с предполагаемым по палинологическим данным понижением температуры.

Наиболее радикальные изменения в составе комплексов фитопланктона позднего сармата – раннего киммерия, связанные с появлением значительного числа новых таксонов, происходят в низах (*Galeacysta etrusca*, своеобразные *Impragidinium* и др.) и в верхах (*Komewuia*?) понта. Эти уровни являются хорошими стратиграфическими маркерами и прослеживаются в более восточных районах Черноморской области (Кубанская сверхглубокая скважина).

По данным органикостенного фитопланктона фактическая граница между мэотисом и понтом в разрезе Железный Рог проходит на 8–10 м выше условной границы – кровли пласта двоянного диатомита.

В результате сопоставления позднеогеновых комплексов органикостенного фитопланктона Причерноморья с одновозрастными комплексами Средиземной области и Западного Паратетиса, установлено, что собственно понтийский комплекс, представленный *Galeacysta etrusca*, своеобразными *Impragidinium* и др. и характеризующий большую часть черноморского понта (за исключением самых низов и верхов), соответствует верхнемессинской (“лаго-маре”) ассоциации Средиземноморья, и, скорее всего, верхнепаннонскому (понтийскому) комплексу зоны *Spiniferites validus* Венгрии. Комплекс органикостенного фитопланктона из верхов понта и нижнего киммерия Причерноморья проявляет заметное сходство с комплексом из понтийских отложений Румынии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 95-05-15052а, № 01-05-64424).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрусов Н.И.* Южнорусские неогеновые отложения // Избр. труды. М.: Наука, 1961а. Т. 1. С. 149–361.
- Андрусов Н.И.* Геологические исследования на Таманском полуострове // Избр. труды. М.: Наука, 1961б. Т. 1. С. 593–667.
- Аль-Ажлани Г.М.Х.* Палиностратиграфия миоцена Сирии (споры, пыльца, органикостенный фитопланктон): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1994. 22 с.
- Ананова Е.Н., Волкова Н.С., Зубаков В.А. и др.* Новые данные по Таманскому опорному разрезу мио-плиоцена Причерноморья // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 4. С. 925–928.
- Попов С.В., Застрожных А.С.* Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Путеводитель экскурсии. Волгоград–Тамань, 1998. 27 с.
- Baltes N.* Tertiary plant microfossil assemblages from the Pannonian depression (Rumania) and their palaeoecology // *Rev. Palaeobot. and Palynolog.* 1971. V. 11. № 2. P. 125–158.
- Bertini A., Corradini D.* Biostratigraphic and palaeoecological significance of *Galeacysta etrusca* in the “lago-mare” facies from the Meditertranean area (Neogen) // *Abstr. from the Sixth International Conference on Modern and Fossil Dinoflagellates* Dino 6, Trondheim, June 1998. Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet (NTNU) Vitenskapsmuseet. Rap. Botan. ser. 1998–1. P. 15–16.
- Bujak J.P., Matsuoka K.* Late Cenozoic dinoflagellate cyst zonation in the western and northern Pacific // *Amer. Assoc. Stratigraph. Palynolog.* 1986. Contributions Series. № 17. P. 7–25.
- Chen Y.* Recognition of the dinocyst genus *Komewuia* with assignable species from Madagascar // *Micropaleontology.* 1982. V. 28. P. 31–42.
- Corradini D., Biffi U.* Etude des Dinokystes a la limite Messinien-Pliocene dans la coupe Cava Serredi, Toscane, Italie // *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine.* 1988. V. 12. № 1. P. 221–236.
- De Verteuil L.* Data report: Upper cenozoic dinoflagellate cysts from the continental slope and rise off New Jersey // *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Eds Mountain G.S., Miller K.G., Blum P., Poag C.W., Twichell D.C.* College Station, Texas (Ocean Drilling Program). 1996. V. 150. P. 439–454.
- Dodge J.D.* Some revisions of the family Gonyaulacaceae (Dinophyceae) based on a scanning electron microscope study // *Botanica Marina.* 1989. V. 32. P. 275–298.
- Harland R.* Distribution maps of Recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas // *Palaeontology.* 1983. V. 26. P. 321–387.
- Kofoid C.A.* Dinoflagellata of the San Diego region, IV. The genus *Gonyaulax*, with notes on its skeletal morphology and a discussion of its generic and specific characters // *Univ. Californ. Publ. Zoology.* 1911. V. 8. № 4. P. 187–286.
- Mantell G.A.* The medals of Creation: or, First Lessons in Geology and the Study of Organic Remains. Second Edition / Henry G. Bohn. London, U.K. 1854. 930 p.
- Mudie P.J., De Vernal A., Head M.J.* Neogene to Recent palynostratigraphy of circum-arctic basins: results of ODP Leg 104 Norwegian Sea, Leg 105, Baffin Bay, and DSDP site 611, Irminger Sea / Eds Bleil U., Thiede J. Geological history of the polar Oceans. Arctic versus Antarctic. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 609–646.
- Popov S.V.* Neogene Stratigraphy and Palaeontology of the Taman and Kerch Peninsulas. Excursion guidebook. Field symposium 4–14th June, 1996. Moscow: Palaeontol. Inst. RAN, 1996. 31 с.
- Sütő-Szentai M.* Die Verbreitung organischer Mikroplankton-Vergesellschaftungen in den pannonischen Schichten Ungarns // *Chronostratigraphie und Neostatotypen.* Bd. VII. Budapest: Pannonien. Akademiai Kiado, 1985. P. 516–525.
- Sütő-Szentai M.* Microplanktonflora der pontischen (oberpannonischen) Bildungen Ungarns // *Chronostratigraphie und Neostatotypen.* Bd. VIII. Pontien. Juzu, Sanu. Zagreb–Beograd. 1989. P. 842–857.
- Wall D.* Fossil microplankton in deep-sea cores from the Caribbean Sea // *Palaeontology.* 1967. V. 10. № 1. P. 95–123.
- Wall D., Dale B.* Living hystrichosphaerid dinoflagellate spores from Bermuda and Puerto Rico // *Micropaleontology.* 1970. V. 16. P. 47–58.
- Williams G.L., Bujak J.P.* Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates // *Plankton Stratigraphy / Eds. Bolli H.M., Saunders J.B. Pechnielsen K.* Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1985. P. 847–964.
- Williams G.L., Lentin J.K., Fensome R.A.* The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates 1998 edition. American Association of Stratigraphic Palynologists (AASP). 1998. Contribut. Ser. № 34. 817 p.

Рецензенты Л.А. Головина, Л.А. Невеская

УДК 553.99:551.781.41(470.26)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ЯНТАРЕНОСНОЙ ПРУССКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН, КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2002 г. Г. С. Харин, Н. П. Лукашина

Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград

Поступила в редакцию 02.11.99 г., получена после доработки 30.05.2000 г.

Рассмотрены условия образования крупнейших в мире залежей янтаря (около 90% разведанных мировых запасов) в верхнеэоценовых отложениях прусской свиты на Самбийском полуострове Калининградской области. По данным изучения микрофауны и находкам янтаря, глауконита и фосфоритов в позднепалеогеновых отложениях Калининградской области, Белоруссии, Украины, Польши, Германии проводится корреляция местных стратиграфических подразделений, отвечающих или близких по времени накопления прусской свите, стратотип которой находится на Самбийском полуострове.

Ключевые слова. Палеоген, эоцен, прусская свита, янтарь, янтареносные отложения, фосфориты, глауконит, фораминиферы.

ВВЕДЕНИЕ

В западной части Калининградской области (Россия) и в прилегающей акватории Балтийского моря (Вислинского и Куршского заливов) распространены палеогеновые отложения, представленные терригенными песчано-глинистыми фациями. Они залегают на разных горизонтах верхнего мела и перекрываются неогеновыми или четвертичными отложениями. Среди них наиболее важное промышленное значение имеют верхнеэоценовые отложения, содержащие янтарь и фосфориты. Основной продуктивной толщей верхнеэоценовых отложений является прусская свита, впервые выделенная в конце прошлого века немецким ученым Е. Цаддахом (Zaddach, 1868). Верхнеэоценовые янтареносные отложения встречаются также в Дании, Северной Германии, Польше, в Белоруссии и на Украине и чаще всего имеют другой литологический состав и фациальный облик.

Задача работы заключается в том, чтобы рассмотреть данные о фациальных условиях, истории формирования и стратиграфии янтареносных отложений Калининградской области и провести корреляцию этих отложений с близкими по возрасту стратиграфическими подразделениями названных выше регионов. Работа построена как на литературных материалах, так и на собственных данных по изучению кернов скважин нефтепоискового бурения в Калининградской области и в Балтийском море. Изучены также разрезы прусской свиты в новых карьерах Янтарного комбината, расположенных на территории Самбий-

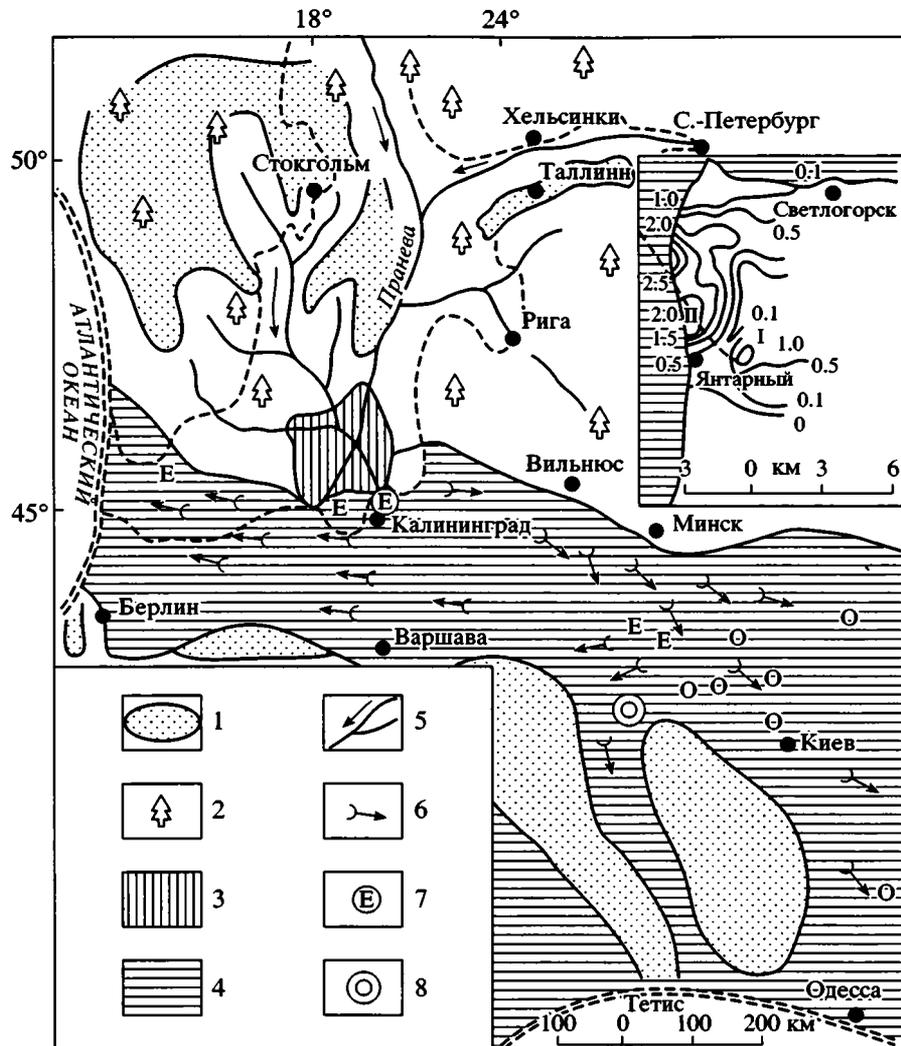
ского полуострова (западная часть Калининградской области).

УСЛОВИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЯНТАРЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В северо-западной части Калининградской области в районе пос. Янтарный находится самое крупное в мире месторождения янтаря, приуроченное к слою “голубая земля” прусской свиты верхнего эоцена. Предполагается, что янтареносные отложения этого месторождения образовались в дельте реки, дренировавшей Скандинавию (Катинас, 1971). Большую часть современной Балтики и Скандинавский полуостров в палеогене занимали хвойные леса. О теплом и влажном климате “янтарных” лесов позволяют судить фаунистические остатки в янтаре – инклюзы.

Подавляющая часть насекомых представлена грибными комариками – отр. *Nematosega* сем. *Muscetophilidae*, личинки которых развиваются в грибах или в гниющих растительных остатках. Широко распространены мухи-зеленушки – отр. *Vrachysega* сем. *Dolichopodidae*, встречающиеся в траве или на листьях кустов у воды. О высокой влажности “янтарных” лесов свидетельствует и частая встречаемость ручейников, личинки которых развиваются исключительно в водной среде. Находки термитов, цикад и даже бомоголов говорят о более теплом, чем сейчас, климате Фенноскандии (Плавильщиков, 1994).

Обнаруженные в балтийском янтаре (Tjatzin, Manukyan, 1995) редкие и специфические



Палеогеографическая обстановка области распространения позднеэоценовых–раннеолигоценовых залежей янтаря. 1 – суша возвышенная; 2 – суша низменная, заболоченная, с хвойными лесами; 3 – лагунные и лагунно-дельтовые фации, где образовались первичные залежи янтаря; 4 – пролив между морями Атлантического и Бореального океанов и океаном Тетис; 5 – речная система, по которой смола приносилась в лагуны и пролив; 6 – направление разноса янтаря в проливе и образование вторичных (переотложенных россыпных) залежей янтаря; 7, 8 – крупные месторождения янтаря в отложениях эоцена (7) и нижнего олигоцена (8), мелкие залежи показаны соответственно буквами Е и О. Контуры современного Балтийского моря показаны пунктиром. На врезке пунктиром показана осевая зона лагуны и дано распределение янтаря в слое “голубая земля” на Самбийском полуострове ($\text{кг}/\text{м}^3$). I, II – местоположение карьеров, упомянутых в тексте: I – Приморский карьер, II – Пляжевый карьер.

пустынные и степные формы тетракамид (отр. *Hymenoptera*) и приуроченных сейчас к аридным областям формы энциртид (отр. *Hymenoptera*), вероятно, следует объяснить эоловым переносом из южных районов, расположенных по окраинам Тетиса.

Усилившиеся в верхнем эоцене муссонные ветра способствовали поломке деревьев, в результате чего выделялась смола, которая накапливалась в почвах, а затем ручьями и речками поставлялась в основную водную артерию, впадавшую на северо-западе современной Калининградской

области в широкий пролив, соединявший Северную Атлантику и океан Тетис (рисунок).

Часто встречающиеся признаки анаэробности – пиритизация, запах сероводорода, черный цвет в янтареносных отложениях, позволяют считать их лагунными или лагунно-дельтовыми (Kharin, 1995). Об этом свидетельствуют также и данные о распределении янтаря в верхнеэоценовых отложениях (в слое “голубой земли”) на разведанной площади Самбийского полуострова. Наибольшие его концентрации ($> 1 \text{ кг}/\text{м}^3$) приурочены к осевой зоне лагуны и увеличиваются в северном направлении от Приморского к Пляжевому карьеру (ри-

сунок, врезка). Лагунные янтареносные осадки, представленные черными пиритизированными глинистыми алевритами с прослоями глины и песков, выявлены в Пляжевом карьере Янтарного комбината. Этот карьер заложен на отгороженном дамбой участке дна Балтийского моря севернее пос. Янтарный. В карьере по направлению на северо-запад наблюдается постепенное уменьшение мощности лагунных отложений с янтарем и, судя по имеющимся данным (Блажчишин и др., 1978; Харин и др., 1991; Kharin, 1995), они полностью выклиниваются на расстоянии 10–15 км от современного берега моря на глубине 15–20 м.

Геофизические данные позволяют предположить, что на дне моря происходит переход от лагунных фаций янтареносных отложений к русловым. Об этом свидетельствуют находки древних долин, врезанных в мезозойские отложения (Свиридов, 1984). Размеры врезов (шириной до 1 км, глубиной до 100 м) палеоруслу, а также наличие среди лагунных и лагунно-дельтовых отложений янтареносной толщи, линз галечников и валунов говорят о крупных размерах позднеэоценовой реки, получившей название Праневы (Kharin, 1995). Судя по составу обломочного материала, река дренировала не только дно Балтийского моря и ее острова (Готланд, Сааремаа и др.), но и Скандинавский щит. Она приносила с собой обломочный материал и вместе с ним еще не окаменевшую смолу хвойных деревьев. В лагуне и дельте реки смола накапливалась, созревала и превращалась в янтарь. Так образовались первичные залежи янтаря.

С точки зрения потребительских качеств янтаря, весьма важной является анаэробная среда, возникавшая в лагунах, где происходило превращение смолы в янтарь. Куски смолы, не прошедшие стадию созревания в такой среде, а отложенные в море, дают янтарь плохого качества (“сырой”, “мокрый”, “мыльный”, “молодой”).

При колебаниях уровня моря залежи янтаря в лагунах и дельте размывались вдольбереговыми течениями. Направление последних существенно определялось муссонными ветрами – зимой юго-восточными, а летом северо-западными (Cincura, 1989).

Широкий разнос янтаря обусловлен его малой плотностью и высокой гидравлической крупностью. Перенос на большие расстояния от первичного места захоронения янтареобразующей смолы и образование вторичных скоплений позволяют считать янтарь россыпным минералом (Трофимов, 1974). С разносом янтаря по акватории эоценового и раннеолигоценового моря связано образование вторичных месторождений янтаря в Польше, Германии, Дании, Беларуси и на Украине, вплоть до Карпат (Катинас, 1971). По свойствам и составу этот янтарь близок к янтарю Сам-

бийского полуострова. Когда пролив перегорался Мазурско-Белорусским поднятием и превращался в залив, янтарь отлагался на северном склоне этого поднятия, поэтому здесь можно ожидать крупные скопления янтарных россыпей. Вместе с янтарем течения разносили также различные минералы, в частности глауконит. В основании янтареносных отложений прусской свиты залегают слои фосфоритносных отложений. Формирование фосфоритов было связано с водообменом между Тетисом и Северной Атлантикой, в результате которого в пролив поступали глубинные воды с высоким содержанием фосфатов (Kharin, 1995, 1997).

За пределами Самбийского полуострова янтареносные отложения представлены различными фациями. В Хлапово, в северо-восточной Польше, литолого-фациальный состав янтареносных отложений близок к самбийскому. Это позволило предположить, что залежи янтаря Самбийского и Хлаповского (I–II) месторождений находятся в одной дельте (Kosmowska-Ceranowich, Muller, 1985). Однако детальные разведочные работы показали, что продуктивный слой “голубой земли” западнее и юго-западнее Самбийского полуострова не прослеживается. Скорее всего это разные, но одновозрастные морские лагуны, в которые впадали рукава Праневы. На Украине и в Беларуси обломки янтаря залегают среди терригенно-глауконитовых отложений (Катинас, 1987), но могут встречаться и среди карбонатных и глинисто-карбонатных (мергелистых) осадков.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПРУССКОЙ СВИТЫ

Прусская свита, как единица местной стратиграфической схемы, была выделена Е. Цаддахом по комплексу признаков, в основу которых положен литологический облик слагающих ее слоев, состав фауны и флоры, наличие янтаря, глауконита, желваков фосфорита. В стратотипическом разрезе на Самбийском полуострове прусская свита имеет мощность до 50 м. Снизу вверх она состоит из четырех слоев:

1 – “дикая земля” – разнозернистые глинистые глауконитово-кварцевые пески с комками глины, обильными конкрециями фосфоритов и перемытыми из подстилающих отложений алкской свиты зубами акул;

2 – “голубая земля” – зеленовато-серые и зеленовато-черные глинистые слюдистые пиритизированные глауконитово-кварцевые пески и алевриты с обильными обломками янтаря, с конкрециями фосфоритов и пирита, обломкам древесины и пиритовыми трубками – следами жизнедеятельности червей;

3 – “пловун” – зеленовато-серые разнозернистые пески с конкрециями сидерита и пирита, внутри которых иногда встречаются включения янтаря, желваками фосфоритов, глинистыми катунами. Нижняя часть “пловуна” в восточной части Самбийского полуостро-

ва (район г. Светлогорска – пос. Приморье) представлены железистыми песчаниками, получившими название фация “крант”;

4 – “белая стена” – сильно слюдистые алевроиты с обугленными растительными остатками и мелкими обломками янтаря.

Наиболее часто применяемый критерий при поисках янтаря – наличие “голубой земли” не имеет универсального значения, так как янтарь, разносимый течениями эоценового и раннеолигоценного моря, накапливался и за пределами фации “голубая земля”. Янтарь встречается не только в верхнеэоценовых, но также и в терригенных олигоценных и даже в неогеновых и четвертичных отложениях, где он является переотложенным.

Массовые скопления фауны приурочены к фации “крант”. Здесь Ф. Нетлингом (Noetling, 1885) было найдено 152 вида организмов – от мшанок до позвоночных. Этот комплекс фауны послужил основанием для сопоставления прусской свиты с латдорфским ярусом на севере Германии, относящимся тогда к нижнему олигоцену. Многочисленный комплекс микрофитопланктона – гистриосфер, выделенный Затулкой (Затулка, 1973) из основания прусской свиты, обнаружил большое сходство с микрофлорой позднего эоцена Украины. В катунах из кровли “голубой земли” выделен комплекс двустворок, среди которых в огромном количестве присутствует *Subitostrea plicata* Sol., описанная из бартонского и латдорфского ярусов (Каплан и др., 1977). По спикулам губок прусская свита сопоставима с верхним эоценом Среднего Приднепровья, а по динофлагеллятам – с приабонским ярусом верхнего эоцена. В слоях “голубая земля” и “пльвун” изучен палинокомплекс, который по своему составу оказался близок к палинокомплексу из нижней части харьковской свиты Беларуси и обуховской свиты Киевского Приднепровья, альминского горизонта Крыма и кубанского разреза Северного Кавказа (Григялис и др., 1988; Дидковский и др., 1979). В прусской свите изучались также остатки зеленых водорослей, силикофлагелляты и диатомовые водоросли. По сходному со стратотипом литологическому составу и фауне прусская свита выделена в Юго-Западной Литве. Здесь она представлена глауконитово-кварцевыми разнозернистыми песками, но без обломков янтаря и желваков фосфоритов. Возможно, их отсутствие объясняется тем, что здесь откладывались лишь верхние слои прусской свиты – “пльвун” и “белая стена”, а до этого район был областью размыва, примыкающей к Мазурско-Белорусскому поднятию.

По фауне фораминифер прусская свита Самбии соответствует зонам P15, P16 и частично P17. В отложениях прусской свиты Литвы найден планктонный вид *Globoquadrina corpulenta* (Subb.), который подтверждает эту привязку. Фораминиферы здесь представлены в подавляющем боль-

шинстве бентосными видами (Григялис и др., 1971). Почти исключительно бентосные виды фораминифер характеризуют также верхнеэоценовые отложения Беларуси в районе Гродно и Гомеля (Фурсенко, Фурсенко, 1961) и в Северо-Восточной Польше в окрестностях Хлапова в янтареносной потчинской пачке (*Ordzywolska-Bienkowa*, 1987). Южнее, в восточной части Польской низменности, в верхнеэоценовых мергелистых отложениях комплекс фораминифер более обилен и содержит больше планктонных видов (*Pozaryska*, 1977).

Наши исследования показали, что в отложениях прусской свиты из карьера Приморского Янтарного комбината на Самбийском полуострове преобладают планктонные фораминиферы. Среди них встречены *Globoquadrina corpulenta* (Subb.), выделенная в верхнеэоценовых отложениях Литвы; *Turborotalia centralis* (Cushman et Bermudez), *Truncorotaloides cf. rohri* Bronnimann et Bermudez и *Globigerina praebulloides* Blow, найденные в разновозрастных отложениях Восточной Польши. Три планктонных вида современного облика, очевидно, занесены из более молодых отложений при вскрыше “голубой земли” в карьере. Общих видов фораминифер с верхнеэоценовым комплексом Беларуси не обнаружено. Большинство выделенных нами планктонных фораминифер относится к мелким бореальным видам, но встречаются и более крупные теплолюбивые виды, такие как *Turborotalia centralis* (Cushman et Bermudez), *Turborotalia cf. cunialensis* (Toumarckine et Bolli), *Truncorotaloides cf. rohri* Bronnimann et Bermudez, *Globigerina cf. gortanii* Borsetti, *Globigerina sp.* Наиболее разнообразные планктонные фораминиферы в верхней части слоя “дикая земля” и в нижней части слоя “голубая земля” (табл. 1). В целом комплекс планктонных фораминифер указывает на существование на территории современного Самбийского полуострова бореального моря с относительно низкой соленостью, которое периодически испытывало влияние теплых и соленых вод океана Тетис. В слоях “пльвун” и “белая стена” фораминиферы встречаются крайне редко, что говорит о постепенном обмелении бассейна.

В отложениях прусской свиты из Пляжевого карьера (рисунок, врезка), расположенного примерно в 3-х километрах севернее карьера Приморский, фораминиферы не найдены, что, возможно, связано с понижением солености вблизи устья Праневы. Отличие верхнеэоценовых комплексов фораминифер в разных районах позднеэоценового пролива объясняется различием в фациальных условиях: преобладание бентосных видов указывает на более мелководные условия осадконакопления, а планктонных – на более глубоководные. Доминирование планктонных видов в районе Самбийского полуострова свидетельст-

Таблица 1. Распределение фораминифер в подстилающем слое алкской свиты (глина) и в слоях прусской свиты

Слои прусской свиты	Глина		“Дикая земля”		“Голубая земля”		“Плывун”		“Белая стена”
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Globigerina corpulenta</i> Subb.	+		+		+	+			
<i>Globigerina</i> exgr. <i>danvillensis</i> Howe et Wall.	+			+	+	+			
<i>Globigerina bulloides</i> d’Orb.		+	+					+	
<i>Globigerina praebulloides</i> Blow	+		+	+					
<i>Globigerina</i> cf. <i>G. pachyderma</i> sin. (Ehr.)	+			+	+				
<i>Globigerina eocaena</i> (Gumbel)	+	+	+	+	+	+			
<i>Globigerina</i> sp. aff. <i>G. quinqueloba</i> Natland	+	+		+	+				+
<i>Globigerina postcretacea</i> Mjatl.	+			+	+				
<i>Globigerina officinalis</i> Subb.	+	+	+		+				+
<i>Globigerina officinalis</i> Subb. cf. <i>G. glutinata</i> (Egger)			+	+	+				
<i>Turborotalia centralis</i> (Cushm. et Bermudez)	+			+	+	+			
<i>Globigerina turkmenica</i> Khal	+	+							
<i>Turborotalia cunialensis</i> (Touw. et Bolli)					+				
<i>Globigerina gortanii</i> (Borsetti)			+						
<i>Truncarotaloides</i> cf. <i>rohri</i> Bronn. et Bermudez			+						
<i>Globigerina</i> sp.			+						
<i>Spiroloculina</i> sp.		+							

вует о том, что здесь глубины достигали примерно 200 м.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осадконакопление рассмотренных выше отложений, и в том числе янтареносной прусской свиты, происходило в условиях тектонической нестабильности на границе Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ и молодыми складчатыми структурами Средней Европы. Многие черты седиментации были определены здесь заканчивающим свое развитие Датско-Польским авлакогеном, заложены на крупном линияменте (глубинном разломе) Тейссейра-Торнквиста (Хаин, 1977; Геологические и биотические события, 1996).

Палеогеографическая обстановка времени накопления янтареносных отложений в значительной мере была связана с морским проливом, соединявшем тропический океан Тетис с Северной Атлантикой и Бореальным океаном. По этому проливу происходил водообмен между океанами (Kharin, 1997), что подтверждается присутствием в отложениях прусской свиты тепловодных и холодноводных видов планктонных фораминифер. Формирование янтареносных осадков прусской свиты осуществлялось за счет привноса терри-

генного материала и смолы из северных регионов (дно современной Средней и Северной Балтики, Скандинавия), где в условиях болотных почв произрастали хвойные “янтарные” леса. Сильные муссонные ветры приводили к повреждению лесов и обильному выделению смолы, которая поступала в крупную реку (Праневу), впадавшую в систему лагун на северо-западе современной Калининградской области. Здесь формировались первичные залежи янтаря, последующий перемыв и разнос которых приводил к возникновению вторичных (россыпных) месторождений янтаря в различных фациальных условиях.

Систематическое сходство фауны и флоры в янтареносных отложениях Беларуси, Украины, Польши и Северной Германии, а также широкое распространение янтаря, глауконита и фосфоритов в этих отложениях и отложениях Самбийского полуострова должно свидетельствовать об их синхронности. Однако существуют значительные разногласия относительно возраста янтареносных отложений. Так в Дании янтареносная формация Мо относится к среднему эоцену (Катинас, 1987). На Самбийском полуострове возраст “голубой земли” определен ленинградскими учеными (Каплан и др., 1977), примерно, в 37.7 млн лет, что соответствует верхнему эоцену. Этот же возраст подтверждается исследованиями спор, пыль-

Таблица 2. Корреляция местных стратиграфических схем янтареносных отложений эоцена и олигоцена России (Самбийский полуостров), Польши, Литвы, Беларуси, Украины

Эра	Система	Отдел	Ярус	Зоны планк-тонных фораминифер	Северо-Восточная Польша	Самбийский п-ов	Юго-Западная Литва	Северо-Западная Беларусь	Северная Украина	
Кайнозой	Олигоцен	Нижний	Стампиский		Верхнемосинская свита	Пальвекская свита			Межгорская свита	
					Щепинская свита					
	Эоцен	Верхний	Приабонский	P17	Нижнемосинская свита	Хлаповская подсвита	Пруская свита		Харьковская серия	Обуховская свита
						Потчинская подсвита				
		P16	Верхне-мерошинская подсвита							
		P15								
Средний	Баргонский	P14	Померанская свита	Нижне-мерошинская подсвита	Алкская свита	Киевская свита				

цы и фитопланктона в “дикой земле” и в “голубой земле” (Kosmowska-Ceranowich et al., 1997). Однако Рицковский (Ritzkowski, 1997), используя калий-аргоновый метод, определил возраст “голубой земли” в 44.1 млн лет, что соответствует среднему эоцену. По кокколитофоридам янтареносная потчинская пачка в районе Хлапово отнесена к зоне NP21 – границе верхнего эоцена и нижнего олигоцена, а по составу фауны фораминифер – к верхам верхнего эоцена (Ordziwolska-Bienkowska, 1987; Kosmowska-Ceranowich, Muller, 1985). На Украине янтареносная межгорская свита относится к нижнему олигоцену (Стратиграф. схема..., 1987). В Беларуси янтареносные отложения приурочены к харьковской серии верхнего эоцена – нижнего олигоцена (Башаркевич и др., 1983). Вероятно, разногласия в определении возраста являются объективными и объясняются фациальным законом Головкинского–Вальтера, который проявлялся в условиях нестабильной тектонической и палеогеографической обстановок в бассейнах седиментации, связанных с названным выше морским проливом и Польско-Датским авлакогеном и миграцией фаций. Этот вопрос пока остается открытым и требует дальнейшего изучения. Также не решен вопрос о глауконите, по которому определяют абсолютный возраст янтареносных отложений. Он здесь может иметь разное происхождение. Есть глауконит, переотложенный из верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых от-

ложений и есть глауконит сингенетический, возникший за счет преобразования полевых шпатов и вулканического пепла. Поступление последнего в бассейны седиментации янтареносных осадков предполагается из вулканов Скагеррака и Северной Германии (Атлас палеогеографических карт, 1993; Jacque, Thouvenin, 1975).

Комплексный анализ фауны и флоры, находки янтаря и фосфоритов в палеогеновых отложениях Беларуси, Украины, Польши, Дании, Германии, Литвы, России могут быть использованы для корреляции местных стратиграфических подразделений (табл. 2). Это имеет важное практическое значение при геологическом картировании и определении перспектив янтареносности и фосфоритонности палеогеновых отложений.

Авторы выражают глубокую благодарность В.А. Крашенинникову и М.А. Ахметьеву за обсуждение и конструктивные замечания, которые учтены в работе.

Работа выполнена в рамках проекта “Комплексное изучение янтаря в Калининградской области”, поддержанного Министерством науки РФ и администрацией области. Палеонтологические исследования частично поддерживались грантом РФФИ, № 96-15-98336.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое // Робертзон Групп. Геол. ин-т АН СССР. 1993. Карты 11.2d, 11.3a, 11.3b.
- Башаркевич А.П., Илькевич Г.И., Матрунчик Л.И. и др.* Ископаемые смолы Белоруссии // Докл. Акад. наук БССР. Сер. геол. 1983. Т. 27. № 7. С. 644–645.
- Блажчишин А.И., Болдырев В.Л., Морошкин К.В.* Янтареносные отложения палеогена и условия их залегания на подводном склоне Самбийского полуострова // Тектоника и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Калининград: Калининградский государственный университет, 1978. С. 161–168.
- Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена / Отв. ред. Крашенинников В.А., Ахметьев М.А. 1996. М.: ГЕОС, 313 с.
- Григялис А., Балтакис В., Катинас В.* Стратиграфия палеогеновых отложений Прибалтики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 3. С. 107–116.
- Григялис А., Бурлак А.Ф., Зосимович В.Ю. и др.* Новые данные по стратиграфии и палеогеографии палеогеновых отложений запада европейской части СССР // Сов. геология. 1988. № 12. С. 43–55.
- Дидковский В.Я., Зелинская В.А., Зернецкий и др.* Био-стратиграфическое обоснование границ в палеогене и неогене Украины. Киев: Наукова думка, 1979. 201 с.
- Затулка К.Ф.* Комплексы гистрихосфер из янтареносных отложений Прибалтики // Бюлл. научно-технич. информации. МГ и АН СССР. 1973. № 4(9). С. 6–7.
- Каплан А.А., Григялис А.А., Стрельникова Н.И., Гликман Л.С.* Стратиграфия и корреляция палеогеновых отложений юго-запада Прибалтики // Сов. геология. 1977. № 4. С. 30–43.
- Катинас В.* Янтарь и янтареносные отложения Южной Прибалтики. Вильнюс: Минтас, 1971. 156 с.
- Катинас В.* Янтареносная терригенно-глауконитовая формация палеогена Прибалтики и Белоруссии. Тектоника, фации и формации запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1987. С. 184–189.
- Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная) / Ред. Макаренко Д.Е. Киев: Наукова думка, 1987. 116 с.
- Плавильщиков Н.Н.* Определитель насекомых. М.: Топикал, 1994. 544 с.
- Свиридов Н.И.* Природа нарушений в верхней части осадочного чехла Балтийского моря // Сов. геология. 1984. № 6. С. 72–79.
- Трофимов И.С.* Янтарь. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Фурсенко Ф.В., Фурсенко К.Б.* Фораминиферы верхнего эоцена Белоруссии и их стратиграфическое значение // Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск, Изд. АН БССР. Сб. III, 1961. С. 246–354.
- Хаин В.Е.* Региональная тектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 357 с.
- Харин Г.С., Григялис А.А., Коваленко Ф.Я.* История геологического развития // Геология и геоморфология Балтийского моря. Л.: Недра, 1991. С. 354–365.
- Cincura L.* Paleoclimatic problems of Fennoscandia from the viewpoint of the Tethys realm // Terra (Finl.). 1989. № 101(1). P. 42–45.
- Jacque M., Thouvenin J.* Lower Tertiary tuffs and volcanic activity in North Sea // Petroleum and continental shelf of North West Europe. London: Applied Sci. Publish. Ltd., 1975. P. 455–456.
- Kharin G.S.* Geological conditions of the amber-bearing deposits originating in the Baltic Region // Warsaw. Amber and Fossils. 1995. № 1. P. 47–54.
- Kharin G.S.* Cretaceous–Paleogene phosphorites of the Southern Baltic as indicators of water exchange between Northern Atlantic and Tethys // Sveriges Geol. Unders. Uppsala. 1997. P. 87–90.
- Kosmowska-Ceranowich B., Muller K.* Lithology and calcareous nannoplankton in amberbearing Tertiary sediments from boreholes Chlapowo (Northern Poland) // Bull. Polish Acad. Sci. 1985. V. 33. № 3–4. P. 119–129.
- Kosmowska-Ceranowich B., Kohlman-Adamska A., Grabowska I.* Erste Ergebnisse zur Lithologie und Palinologie der bernsteinfuhrenden Sedimente in Tagebau Primorskoje // Bochum: Metalla, 1997. S. 5–17.
- Ordziwolska-Bienkowska E.* Biostratigraphia Paleogenu w okolicach Chlapowa na postawie microfauny // Warsaw. Bull. mst. Geeol. 1987. № 356. P. 52–63.
- Noetling F.* Die Fauna des Samlandischen Tertiars. Abb. zur. geol. Spezialkarte von Preussen. 1885. Bd. 6. H. 3. 218 S.
- Pozaryska K.* Upper Eocene Foraminifera of East Poland and their paleogeographical meaning // Acta paleontol. Polonica. 1977. V. 22. № 1. P. 3–50.
- Ritzkowski S.* K-Ar Alterbestimmungen der bernsteinfuhrenden Sedimente des Samlandes (Palaogen, Bezirk Kaliningrad) // Bochum. Metalla. 1997. S. 19–23.
- Trjapitzin V.A., Manukyan A.R.* Electrocampe sugonjaevi gen. et sp. n., the first record of a fossil Tertiary tetracampid (Hymenoptera, Tetracampidae, Mongolocampidae) // Warsaw. Amber and Fossils. 1995. № 1. P. 17–22.
- Zaddach E.G.* Das Tertiargebirge Sambians // Konigsberg. Schr. physic-oconom. Ges. 1868. Bd. 8. S. 85–197.

Рецензенты

В.А. Крашенинников, М.А. Ахметьев

УДК 551.782.11 (477.7)

ТАРХАН-КАРАГАНСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЭВКСИНО-КАСПИЙСКОГО БАСЕЙНА (ВОСТОЧНЫЙ ПАРАТЕТИС). ЧАСТЬ ВТОРАЯ¹

© 2002 г. И. А. Гончарова*, С. О. Хонджариан**, И. Г. Щерба***

* Палеонтологический институт РАН, Москва

** Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие "Аэрогеология", Москва

*** Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.06.2000 г.

Рассмотрена эволюция биоты, ее приуроченность к определенным зонам моря и палеогеография Эвксино-Каспийского бассейна (с начала олигоцена именованного Восточным Паратетисом) в начале среднего миоцена (чокрак). Показано, что это время наиболее интенсивных структурных перестроек в бассейне. Последние в основном были связаны с увеличением степени дифференцированности его дна: обмелением и частичным осушением осевой части и погружением прогибов на шельфах. Параллельно шло разрастание обрамлявшей бассейн суши, которая на юге вследствие коллизии Анатолийско-Иранского микроконтинента с Афроаравией была вовлечена в горообразование. Обсуждены взаимоотношения Эвксино-Каспийского бассейна с Центрально-Иранским бассейном, а также Восточным Средиземноморьем в начале среднего миоцена.

Ключевые слова. Восточный Паратетис, чокрак, караган, палеогеография, тектоно-седиментационный цикл, эволюция биоты, трансгрессия, регрессия.

В чокракское время дно бассейна подверглось интенсивной дифференциации, коррелирующейся со штирийской фазой складчатости Г. Штилле (Щерба, 1993) (таблицу и всю графику см. в части 1). Наряду с погружением глубоких частей шельфов подводные террасы, напротив, оказались относительно подняты и частично вышли из-под уровня вод. В осевой части бассейна появились складчатые поднятия (кордильеры), в результате чего он сократился в поперечнике. Активизировалось заполнение прогибов осевой зоны и внешнего шельфа осадками, что вело к их обмелению, усилились склоновые, преимущественно оползневые процессы, сопровождавшиеся размывом (см. рис. 2, 3). Одновременное погружение региональных прогибов вдоль северной и восточной окраин бассейна привело к значительному расширению последнего.

В развитии чокракского бассейна отчетливо выделяются ранне- и позднечокракская стадии. Утратив связь с Западным Паратетисом (Гончарова, 1989; Гончарова, Ильина, 1997; Гончарова, Щерба, 1997), раннечокракский бассейн сохранил соединение через Средне-Араксинский пролив (рис. 2, 18) с Центрально-Иранским бассейном, уже обособившимся от Индопацифической части Тетиса (Adams et al., 1983; Gansser, 1986; Steininger, Rögl, Nevešskaja, 1985) и трансгрессировавшим на север.

Очевидно, через него и расположенный западнее Южно-Ванский пролив (между озерами Ван и Урмия) чокракский бассейн подпитывался водами Восточного Средиземноморья и Индопацифики. Южно-Ванским проливом Центрально-Иранский бассейн соединялся с северной частью Месопотамского бассейна (карбонатные осадки низов среднего миоцена с богатой нормальносоленой фауной впадины Диарбекир Юго-Восточной Анатолии и Северо-Восточной Сирии – Stygoky et al., 1975; Поникаров и др., 1969; Крашенинников и др., 1999), открывавшегося на юго-востоке в Индийский океан. С Восточным Средиземноморьем Месопотамский бассейн был соединен на северо-западе Аравийской плиты (Поникаров и др., 1969) Алеппо-Урфинским проливом, распадавшимся на западе на мелкие рукава. Северный рукав, в мелководных осадках которого присутствует обильная примесь терригенного материала (р-н Урфы – Адыямана – Газиантепа: Steininger, Rögl, Nevešskaja, 1985), очевидно, открывался в залив Аданы, заполнявшийся лангийскими карбонатными осадками (Steininger, Rögl, Nevešskaja, 1985; Görür, 1994; Williams et al., 1995; Yetis et al., 1995). Южнее располагались Антиохийский (впадина Антиохии) и Латакийский (Латакийский прогиб) рукава, где также отмечены морские отложения низов среднего миоцена (Erüinal-Erentöz, 1950; Поникаров и др., 1969; Крашенинников, 1971; Крашенинников и др., 1999).

Связь раннечокракского бассейна с соседними морями через Среднеараксинский пролив под-

¹ Первая часть статьи опубликована в журнале Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. № 5. С. 94–108.

тверждается увеличением разнообразия комплексов чокракских двустворчатых и брюхоногих моллюсков с северо-запада на юго-восток, присутствием в Закаспии наибольшего количества мигрантов – видов и родов, отсутствовавших не только в тарханском, но и в средиземноморском бассейнах (Гончарова, 1989; Studencka et al., 1998; Ильина, 1993, 1995, 2000), комплексом планктонных фораминифер Азербайджана (Мамедова, 1974). В самом Среднеараксинском проливе, в его юго-восточной части (Северо-западный Иран, низовья Аракса, район Даш-э-Моган (Dash-e-Moghan)) среди богатой чокракской фауны отмечены средиземноморские виды двустворчатых моллюсков: *Chamelea fasciculata* (Reuss), *Divalinga ornata* (Agassiz) (Gillet, 1967), обитавшие и в южно-анатолийских бассейнах, а, возможно, и в Центрально-Иранском и Месопотамском, но не свойственные чокракскому бассейну. Следует также отметить и своеобразие комплекса чокракских моллюсков Джебраильского залива (северо-западная часть Среднеараксинского пролива), содержащих средиземноморские виды *Macra basteroti*, *Lupatia helicina* и пять видов туррителл (Ализаде и др., 1980), что также не свойственно чокраку.

Расширение области мелководий в раннем чокраке вызвало расцвет бентосной фауны (моллюсков, мшанок, фораминифер, остракод). Двустворчатые моллюски (70 видов, из которых 31 баденско-средиземноморские) в основном были унаследованы от предыдущего бассейна, меньше трети составляли мигранты, на 10–11% увеличился эндемизм, и даже возникли специфичные для раннего чокрака виды (Гончарова, 1989). Мшанки (35 видов отрядов *Cyclostomida* и *Cheilostomida*), среди которых преобладали хейлостомиды, были необычайно разнообразны и многочисленны (Вейс, 1988). В составе бентосных фораминифер преобладали милиолиды, но большую роль играли и полиморфиниды и нониониды (Богданович, 1965). Разнообразие остракод увеличилось за счет представителей как эвригалинных, так и полигалинных родов (Неогеновая система, 1986). Богатство раннечокракской фауны со времен Н.И. Андрусова привлекало внимание исследователей к составу фаунистических сообществ этого времени.

Мелководья были заселены наиболее разнообразными сообществами. Особенностью раннечокракских мелководий, не глубже первых десятков метров, с хорошей аэрацией вод и богатыми пищевыми ресурсами, являются своеобразные биогермы, часто создававшие биогермные гряды, возвышавшиеся над дном. Основу овальных тел биогермов (до 2 м в диаметре) составляют мшанковые колонии (преобладают рода *Membranipora* и *Schizoporella*; Вейс, 1988), багряные водоросли (Белокрыс, 1986), известковые трубочки червей. Соотношение каркасостроителей вдоль биогермной гряды иногда меняется, хотя мшанки и водо-

росли обычно доминируют. Моллюски, обычно приуроченные к периферическим частям биогермов, часто покрыты плотной известковой корочкой, хорошо сохранившей их раковины и легко отделяющейся от них. Среди двустворчатых моллюсков (~25 видов) доминируют роды *Pteria* и *Chama*. Многочислены также представители родов *Parvicardium*, *Anadara*, *Venerupis*, *Irus*, *Gregariella*, *Mytilaster*, причем соотношение их в биогермах различных частей чокракского бассейна (Крым, Северный Кавказ и Грузия) несколько меняется (Гончарова, 1989). Пектинида (род *Aequipecten*), а также представители родов *Mytilus*, *Isognomon*, *Ervilia*, *Corbula*, *Hiatella* в биогермах не столь многочисленны, как вышеназванные. Отмечены и редкие виды родов *Nuculana* и *Modiolus*. Из гастропод (по полевым наблюдениям К.Г. Багдасарян, 1973 г., систематика по Л.Б. Ильиной, 1993) наиболее массовы *Cerithium catleyae* Baily, *Bittium* (B.) *digitatum* (Zhizh.), *B.* (?) *agibelicum* (Zhizh.) и *Potamidis* (*Pirenella*) *cicur* (Zhizh.). *Nassarius* (*Hinia*) *restitutianus* (Font.), *Gibbula* (*Colliculus*) *kertschensis* (Usp.), *G.* (*C.*) *nefas* Kol. встречались реже. Здесь же на поверхности биогермов отмечены баянусы. Нередки и полихеты: *Serpula* и спирорбины: "*Spirorbis* (*Dexioospira*)" *fundatus* Bielokryg на ракуше и в биогермах на Керченском п-ове и на ракуше на Устюрте. Чокракские биогермы представляются наиболее сходными по составу биоты с фацией биогермных известняков нижнего бадена из числа выделенных В. Студенским (Studencki, 1999) фаций баденского красноводородослевого известняка Предкарпатского прогиба Польши (Западный Паратетис). Правда, по сравнению с ней чокракские биогермы несколько обеднены.

На песчано-ракушечных грунтах верхов сублиторали из двустворчатых моллюсков наиболее многочисленны были митилиды и арциды, а из гастропод – представители родов *Gibbula* и *Cerithium* (Багдасарян, 1965; Гончарова, 1989). Здесь же было много мшанок, баянусов. Бентосные фораминиферы представлены преимущественно ротаилидами *Streblus beccarii* (L) (Богданович, 1965).

Наиболее распространено на мелководье было сообщество песчаных грунтов, в котором преобладали двустворчатые моллюски семейств *Argidae*, *Pectinidae*, *Donacidae*, *Veneridae*, *Mactridae* и *Mesodesmatidae* (Гончарова, 1989). Сохранялось и обилие габбул и церитов, мшанок, спирорбисов, распространенных в вышеназванной фации. На тонкопесчаных грунтах верхней и средней частей сублиторали преобладали полиморфиниды, чокракеллы (милиолиды) с толстостенными раковинами и массивными ребрами, нередки были *Elphidium rugosum atschiensis* Bogd. (Богданович, 1947, 1965). Здесь же отмечено наибольшее разнообразие остракод. На тонкопесчаных грунтах несколько опресненных участков мелководья Западной Грузии (район Джгали; Багдасарян, 1965) и некоторых районов Керченского п-ова (запад-

ная часть урочища Малый Камышлак) в конце раннего чокрака были обильны полихеты *Ditrupea somea* (Linne), трубочки которых иногда образовывали линзовидные скопления. На песчано-илистых грунтах мелководий было распространено сообщество *Ostrea digitalina* (Eichwald) – *Aequipecten varnensis* (Toula), в котором отмечены морские ежи рода *Schizaster* (Грузия, Закаспий).

На тонкопесчаных грунтах средней и нижней сублиторали полиморфиниды оттесняли миллиолиты и становились преобладающими (Богданович, 1965). Песчано-илистые грунты низов сублиторали характеризовало присутствие *Nuculana* (*Saccella*) *fragilis*, *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba*, *Macoma sokolovi*, *Cultellus papyraceus*, *Nuculana* (*Lembulus*) *emarginata*, *Lutetia* (*Davidaschvilia*) *intermedia*. В илах этой же зоны моря были широко распространены миллиолиты и полиморфиниды; нониониды, в частности *Florilus boueanus* (Orb.), здесь менее многочисленны.

На илистых грунтах нижней сублиторали был распространен миллиолидовый комплекс с *Discorbis tschokrakensis* Bogd. из дискорбид (Богданович, 1947, 1965). На чистых илах псевдоабиссальных глубин преобладали миллиолиты, в том числе чокракеллы с хрупкими раковинами, и был весьма многочислен *Florilus boueanus* (Orb.) из нонионид (Богданович, 1965). Здесь же обитали офиуры и тонкостенные двустворки *Nuculana subfragilis*, *Abra parabilis*, *Thyasira flexuosa*.

В составе планктона продолжали доминировать спирателлы, хотя их число также сократилось. В пелагиали раннечокрацкого бассейна преобладали тресковые и сельдевые рыбы, больше трети которых унаследовано от тархана, появились макрелевые. На исчезновение глубоководных *Vincigueria merklini* Dan. повлияло, очевидно, не только уменьшение солености, но и обмеление бассейна (Неогеновая система, 1986б).

Благодаря соединению с южными морями, соленость раннечокрацкого бассейна, хотя и несколько отклонялась от нормальной, но, очевидно, не опускалась ниже 28‰ (Багдасарян, 1959, 1965), за исключением областей влияния крупных рек. Это подтверждается присутствием морских ежей, спирателл, находкой, правда, единственной, шестилучевого коралла (определение М.Р. Геккер), анализом двустворчатых моллюсков (Гончарова, 1989) и мшанок (Вейс, 1988), и свидетельствует о более мористом характере раннечокрацкого бассейна, чем предполагалось Б.П. Жижченко (1940) и Ж. Маноловым (1960).

В позднем чокраке произошло значительное расширение бассейна на европейской части шельфа из-за усилившегося притока пресных вод и его изоляции на юго-востоке, сопровождавшееся обмелением прогибов, интенсивно заполнявшихся осадками. Изоляция от Мирового океана могла быть вызвана полным или частичным закрытием Средне-Араксинского пролива, периодически в

неогене соединявшего Восточный Паратетис с морями Южного Перитетиса. Изменение гидрологического режима бассейна до полуморского (Гончарова, 1989) с соленостью, близкой к солености последующего караганского бассейна (Багдасарян, 1959)², вызвало быстрое вымирание и резкое обеднение его фауны (до 6 видов двустворчатых моллюсков: Гончарова, 1989, и до 7 видов³ бентосных фораминифер, отличавшихся карликовостью и аномалиями развития: Богданович, 1950; Неогеновая система, 1986б). “Карликовость” затронула и довольно многочисленных остракод (Богданович, 1950). Планктонные фораминиферы и спирателлы отсутствовали. Из рыб остались лишь сельдевые. Присутствие гастропод в верхнечокрацких отложениях определяется лишь по небольшому количеству эмбриональных раковинок прозобранхий (Ильина см. Гончарова, 1989), которые часто принимаются за спирателл⁴. Лишь 1–3 вида двустворчатых моллюсков (Гончарова, 1989) и, очевидно, единичные представители семейств *Diastroridae* и *Nassariidae* перешли в последующий караганский бассейн (Ильина, 1993). Многие позднечокрацкие сообщества характеризовало обилие полихет. На Керченском п-ове и в Причерноморье это были “*Spirorbis* (*Dexioospira*)” *obliquinulatus* Bielokryс, которые в позднем чокраке, скорее всего, селились на синезеленых водорослях и вместе с ними участвовали в образовании строматолитов (Белокрыс, 1984). Строматолиты, в составе которых среди водорослей определяющее значение имела *Urchia* (Холодов, Радионова, 1979), были широко распространены в последующем караганском бассейне. Они были типичны для мелководий и по мнению вышеназванных исследователей приурочены к крутым подводным склонам. В Центральном Предкавказье широко распространены трубочки полихеты *Pectinagropsis*, построенные в позднем чокраке из раковинок сопутствующих лютеций и дитруп, а в карагане из молодежи спаниодонтелл.

В раннечокрацкое время (рис. 2) осевая часть бассейна существенно (примерно вдвое) сократила свою ширину за счет сжатия палеогеновых глубоководных зон окраинного моря Большого Кавказа: Лазаревско-Кобыстанского трога и Аджаро-Триалетского прогиба (рис. 2, 3). Реликт

² Т.Н. Пинчук (Бигун и др., 1998) для позднечокрацкого бассейна Западно-Кубанского прогиба на основании анализа комплекса фораминифер отмечает соленость 20–18‰.

³ По данным Т.Н. Пинчук (устное сообщение) бентосные фораминиферы позднего чокрака представлены 18 видами (в основном миллиолидами).

⁴ Указания на присутствие спирателл в верхнем чокраке требуют уточнения, так как нижняя граница солености, выдерживаемая представителями рода *Limacina* (название, используемое специалистами по современным птероподам в том же значении, в каком палеонтологи используют *Spiratella*, см. Janssen, 1989), не ниже 28‰ (Иванова, 1983).

бровки континентального склона, сохранившийся лишь на юго-восточном Кавказе в области Тенгиз-Бешбармакского антиклинория, был выдвинут к югу и претерпел существенное обмеление. Временами бровка выступала из-под уровня воды и подвергалась интенсивному оползанию: к подножью острова обрушивались и отлагались среди глубоководных глини доломитовые брекчии и растительные остатки (окаменевший ствол дзудзубы; Байковская, 1950). На Северо-Западном Кавказе на уровень мелкого шельфа была выведена вся область палеогенового континентального склона, возможно, лишь за исключением его подножья, на что указывают сохранившиеся глинистые осадки фации глубокого шельфа в Сочинском районе. Шельф обрамлялся рифовыми постройками, прослеживаемыми в рельефе от станиц Беноково (р. Лаба) и Абадзехской (р. Белая) к западу в направлении Хадьженска и станицы Калужской (Щерик, 1973; Дмитриева, 1953), а также в окрестностях Анапы. Средняя же часть склона, вероятно, превратилась в складчатую Гойтхскую кордильеру, временами выступавшую из-под уровня моря.

В центральном пересечении Кавказа Лазаревско-Кобыстанский трог полностью закрылся. Возникшая на его месте нестабильная суша (рис. 3) открыла путь для проникновения с юга внутрь бассейна млекопитающих как Африки, так и Евразии. В это время на Кавказ проникли африканские трубкозубы (род *Orycteropus*) и свинообразные (*Kubanochœrus*), входящие в состав беломечетской фауны Ставропольского поднятия, а также евразийские медведи и олени. Тогда же эндемичный кавказский род *Paranchiteria* появился и на Балканах (В.И. Жегалло, см. Гончарова, Щерба, 1997; Попов и др., 1998). О существовании суши в пределах бывшего глубоководья можно судить и по находкам листовой флоры в Северной Картли (Akhmetiev, 1995), куда она скорее всего попадала с севера.

Глубоководье сохранилось лишь в восточной части Лазаревско-Кобыстанского трога в Кобыстанско-Южно-Каспийской впадине (рис. 2, 3, 1). В ее северной половине, в условиях продолжавшегося конденсированного осадконакопления отлагались либо бескарбонатные немые, либо содержащие *Spiratella* и обедненную фауну бентосных моллюсков или псевдоабиссали небольшой (150–200 м) мощности (Неогеновая система, 1986б). Почти полное отсутствие бентосных фораминифер скорее всего было связано с застойным режимом в донных и придонных слоях, сопровождаемым сероводородным заражением. Подтверждением этому могут служить многочисленные сингенетичные кристаллы пирита (Мамедова, 1974). В сторону Алятской гряды шло обогащение этих илов карбонатным материалом и песчаными флюксотурбидитами, в три раза увеличившими общую мощность чокрака на южном скло-

не трога (Копп, Щерба, 1985). На относительную мелководность бровки южного склона трога (не глубже зоны нижней сублиторали) указывает, несмотря на присутствие спирателл, наличие в составе бентосных моллюсков родов *Anadara*, *Ervilia*, *Cerithium*, бентосных фораминифер – *Articulina*, *Florilus*, *Quinqueloculina*, остракод – *Loxosconcha*, *Leptocythere*, *Cytherura*, а также отолотов рыб: бычков рода *Gobius* и окуневых рода *Percidarum* (Неогеновая система, 1986б; Мамедова, 1974). Расцвет этой относительно мелководной фауны раннего чокрака обусловлен нормальным газовым режимом, мало измененной соленостью и высокой температурой вод (Мамедова, 1974). Уже в позднем чокраке при потере связи с открытыми водами эта часть трога, имевшая наибольшую глубину в тархане, превращается сначала в лагуну, заселенную конгериями, а затем в сушу, где накапливаются континентальные осадки с пластами конгломератов. И лишь во время караганской трансгрессии этот участок бассейна снова заливается мелководным морем (верхи сублиторали), где спаниодонтеллы были наиболее многочисленными обитателями (Ализаде и др., 1980).

В Восточно-Черноморской впадине и сократившемся в размерах Аджаро-Триалетском прогибе (его Притбилисская часть – рис. 2, 3 – превратилась в террасированный шельф) нерасчлененные глубоководные отложения среднего миоцена распространены лишь к северу от Натанебского надвига, близ которого глубокие скважины вскрыли карбонатные монотонные глины этого возраста (Туголесов и др., 1985). За пределами акватории аналогичные глубоководные глины чокрака мощностью 80–150 м с *Nuculana subfragilis*, *Thyasira flexuosa* и спирателлами в нижней части разреза и *Lutetia intermedia* в верхней (Багдасарян, 1965) обнаружены в южной части Колхидской низменности (междуречье рек Хоби и Чанис-Цхали, на южном склоне Цаишского хребта и в районе г. Цхакая).

Южная часть Аджаро-Триалетского прогиба в чокраке интенсивно заполнялась терригенным материалом, сносившимся с Малокавказской суши (рис. 3, разрез I–I). В среднем миоцене в Гурийском прогибе (рис. 2, 2) накопилось в два раза больше осадков, чем в остальной части Восточно-Черноморской впадины (более 3 и 1.5 км соответственно; Туголесов и др., 1985). За пределами современной Черноморской акватории в северной части Гурийского прогиба тархану и чокраку соответствовали относительно глубоководные “спириалисовые” глины мощностью до 500 м с подчиненными прослоями битуминозных илов, мергелей и глинистых песчаников с бедной фауной псевдоабиссали (Маслов, 1937; Жижченко, 1940). По мере приближения к южному борту прогиба эта толща илов, прислонявшаяся к крутой флекуре в отложениях палеоцена-эоцена, насыщалась песками с листовой флорой (Пали-

бин, 1936) и иногда с богатой раннечокракской фауной. К концу чокрака осадконакопление происходило здесь в прибрежно-мелководных условиях (Жижченко, 1940) и сопровождалось отложением грубых песков и конгломератов (130–250 м; Багдасарян, 1965). Большая часть Аджаро-Триалетского шельфа была превращена в сушу, возможно, временами заливавшуюся морем. Закрытие восточной части Аджаро-Триалетского глубоководного прогиба, скорее всего, является результатом тектонического сжатия. В то же время нельзя полностью исключить влияние седиментационных процессов.

В целом для среднемиоценового этапа развития Восточно-Черноморской и Гурийской впадин характерны постепенная компенсация их осадконакоплением и превращение бывшей абиссальной равнины в псевдоабиссаль. Северный борт Восточно-Черноморской впадины стал более плавным, чем в палеогене, хотя все еще характеризовался значительным перепадом глубин. Более плавным стало и сочленение Западно- и Восточно-Черноморской впадин, хотя первая из них характеризовалась в 1.5–2 раза менее мощным осадконакоплением, чем вторая, и до конца чокрака оставалась глубоководной (Туголесов и др., 1985).

Предтальшский (Астраханбазарский) прогиб (рис. 2, 3, 4), в своей северо-восточной части имевший в раннем и среднем тархане глубину около 200 м и представлявший псевдоабиссаль, начиная с позднего тархана и затем в чокраке и карагане при резко возросшей скорости седиментации был практически компенсирован песчано-глинистыми осадками, суммарная мощность которых достигала 500–600 м. Относительно глубоководная (не глубже 200 м) северная часть прогиба характеризовалась обеднявшимся со временем комплексом макрофауны. Со стороны Малокавказского вулканического плато туда поступали растительные остатки и заносились пеплы. К карагану и эта часть прогиба мелеет, в комплексах заполнения возрастает роль карбонатных илов (Ализаде и др., 1980).

Таким образом, значительная часть осевой области бассейна Большого Кавказа в чокраке оказалась покрытой шельфовым морем, смыкавшимся с северным и южным шельфами Восточного Паратетиса. Его глубины колебались в пределах нижней и верхней сублиторали. Особенно сильно обмелели подводные валы, разделявшие глубоководные прогибы. В связи с ростом Кавказской суши в чокраке наиболее мелководной оказывается восточная часть вала Шатского (рис. 2, 9) – Дзирульский массив (фундамент Ринской и Картлийской межгорных впадин), по периферии которого накапливаются прибрежно-морские (верхняя сублитораль) песчаные отложения, к которым в раннем чокраке приурочены богатые комплексы ископаемых моллюсков и бентосных фораминифер и находки морских ежей рода *Schizaster* (Багдасарян, 1965).

Туапсинский и Шемахинский прогибы (рис. 2, 6 и 7) в чокраке уже не представляли собой столь же значительные ловушки терригенного материала, как в олигоцене, что отчетливо видно на сейсмоакустических профилях (Туголесов и др., 1985). В начале чокрака в связи с возобновившимся погружением Туапсинского прогиба, заполнявшегося илами с редкой монотонной фауной *Nuculana fragilis*, *Abra parabilis* (Багдасарян, 1965), его южный борт подвергается размыву и конседиментационному оползанию (Борукаев и др., 1981). В условиях последующего резкого увеличения скорости осадконакопления к концу карагана оба прогиба практически компенсируются 100-метровой толщей глин и песков с линзами лигнитов.

Основным местом сгруживания терригенного материала на южном шельфе в чокраке являлась Иори-Куринская впадина (рис. 2, 5). Эта глубокая (нижняя сублитораль – ?псевдоабиссаль глубиной до 150–200 м) седиментационная ловушка заполнялась мощными (до 900 м) илами вплоть до середины сармата (Щерба, 1993). В области западного склона впадины (район Норю-Марткоби) в них периодически приносился песчаный материал с примесью галечного, а также обильные флористические остатки (Akhmetiev, 1995). Этот материал поступал с поднятия Малого Кавказа (Гроссгейм, Гмид, 1951), вдоль которого прослеживается береговая линия, фиксировавшаяся полосой прибрежно-морских отложений (50–250 м) с богатой бентосной фауной (Жижченко, 1940; Багдасарян, 1965), и отступившая к югу в период позднечокракско-караганской трансгрессии. Останцы трансгрессивно залегающих прибрежно-морских ракушечников, песков и глин карагана сохранились на северо-восточных склонах Малого Кавказа на высотах 700–1100 м (Милановский, Хаин, 1963).

Такие же прибрежные конгломераты обрамляли северо-западный Тальш (см. рис. 3; Ализаде и др., 1980). Однако в среднем течении Аракса береговая линия отступала к югу, ограничивая узкий пролив, отделявший Малокавказское поднятие в тархане и раннем чокраке от Эльбурс-Копетдагского и соединявший южную часть Чокракского бассейна с Центральным-Иранским бассейном (Хаин, 1984, по М. Берберяну и Дж. Кингу) и Восточным Средиземноморьем (Гончарова, Щерба, 1997; Studencka et al., 1998). На юго-востоке пролива (Северо-западный Иран, Даш-э-Моган) отлагались прибрежные карбонатные осадки, содержащие богатую бентосную чокракскую фауну (Gillet, 1967), обогащенную средиземноморскими элементами. В северо-западной части Среднеараксинского пролива располагался Джебраильский залив, представлявший собой седиментационную ловушку на юго-восточном склоне Малого Кавказа, где в течение всего миоцена накопилось более 1200 м осадков (Ализаде и др., 1980). В Джебраильском прогибе в тархане отлагались относительно глубоководные (глубокий шельф) карбонатные

илы. В конце тархана (?) – раннем чокраке они сменялись грубообломочными осадками, включившими переотложение грязекаменными потоками обломков мелководных устричных известняков с богатой чокракской фауной, также обогащенной средиземноморскими элементами. Лавинная седиментация привела к быстрому заполнению прогиба, и уже в конце чокрака здесь отлагались мелководные пески, в которых отмечены следы червей и трещины усыхания. В карагане территория Джебраильского прогиба была выведена из-под уровня моря (Ализаде и др., 1980). В результате этих процессов связь с Центрально-Иранским бассейном и Восточным Средиземноморьем, очевидно, прекратилась к началу позднего чокрака (Гончарова, Щерба, 1997), о чем свидетельствует массовое вымирание морской фауны.

Еще более заметным преобразованием, обусловленным штирийским орогенезом, подверглась Ирано-Малокавказская область южного обрамления Эвксино-Каспийского бассейна. Расширилась площадь Малокавказского (Сомхето-Агдамского) низкогорья (в верховьях Куры – вулканического плато), которое с севера обрамлялось упоминавшейся выше полосой прибрежно-морских отложений. В то же время Центрально-Иранский морской бассейн, утративший в чокраке связь с Индопацификой, трансгрессировал на север и вторгся в область Восточной Анатолии в виде Южно-Армянского залива (рис. 2, 16). Последний достигал северо-восточного побережья современного озера Ван (Gelati, 1975; Bossiouni, 1979; Steininger et al., 1985; Sengör et al., 1985) и распространялся до 40.5° северной широты. На крайнем северо-востоке он заканчивался солонатоводной Севано-Арагацкой лагуной (рис. 2, 17). Ее северо-западная часть (область впадения р. Ахуряна в Аракс), согласно данным Арзумяна (1980), периодически заливалась морем, а в центральной и восточной (Ереванская, Ширакская впадина и Севанская грабен-синклиналь) осаждались соли и гипсы (мощность лагунных отложений от 40 до 500 м). В западной части (к западу от Еревана) шла интенсивная вулканическая деятельность (туфы и пеллы липаритового состава), характерная для Центрально-Анатолийской области (Неогеновая система, 1986а). В восточной части Южно-Армянского залива (район Нахичевани) на мелководных грубозернистых песках с мелкими галечниками преобладало сообщество с доминированием бентосных гастропод рода *Sandbergeria* (Ализаде и др., 1980; по мнению Л.Б. Ильиной, это скорее индопацифический род *Obtortio*), включившее также скафопод рода *Dentalium*. По мере движения на запад вглубь бассейна грунты становились песчано-илистыми; здесь обитали планктонные и бентосные фораминиферы и крылоногие моллюски рода *Spiratella* (42–100 м; Ализаде и др., 1980). Северо-западная часть Южно-Армянского залива (к северу от озера Ван вплоть до Эрзерума на за-

паде и 40.5° северной широты на севере) периодически осушалась (Lüttig, Steffens, 1975). Отмеченные между Эрзерумом и Сивасом гипсоносные молласовые комплексы не относятся к среднему миоцену (Poisson et al., 1997).

Район между Латакией и Аданой, где в среднем миоцене располагались разделенные островами узкие рукава Алеппо-Урфинского пролива, вероятно, был наиболее благоприятным путем для миграций млекопитающих. Продвижение на север африканских млекопитающих и движение евразийских в противоположном направлении, могло происходить именно здесь. Действительно, и те и другие отмечены в составе беломечетской фауны конца раннего чокрака (Попов и др., 1998). При этом *Gomphotherium ex gr. angustidens* (Cuv.), близкий к беломечетскому виду, широко распространенному в раннем–среднем миоцене в Старом Свете, найден далеко на юге, в озерных среднемиоценовых отложениях Пальмирид (Девяткин и др., 2000). В тех же отложениях найдена остракода *Cyprideis gigantea* Vorosh. (Поникаров и др., 1969; Девяткин и др., 2000), известная из карагана Нахичевани: в Восточном Паратетисе род *Cyprideis* не известен до карагана (Неогеновая система, 1986б).

Наиболее сильную дифференциацию испытал в чокраке северный шельф Эвксино-Каспийского бассейна, потерявшего связь с Западным Паратетисом. С одной стороны, вновь погрузились, компенсируясь осадконакоплением, Западно-Кубанский (рис. 2, 11) и особенно Терско-Каспийский прогибы (рис. 2, 12) (Щерба, 1993). С другой, значительная часть северного шельфа существенно обмелела и даже превратилась в сушу. Это Крымский остров, который представлял собой низменную сушу, на крайнем юго-западе обрамленную мелководными устричниками; Ставропольское поднятие и Лабино-Малкинская зона Северного Кавказа (рис. 2, 14а), объединившиеся в Большекавказский остров (рис. 2, 14), который впервые проявил себя как существенный источник терригенного материала (Холодов, Недумов, 1996); мелководье Восточно-Кубанской террасы. О существовании в пределах современного северного склона Большого Кавказа в конце раннего – позднем чокраке крупного острова свидетельствуют фауна млекопитающих в районе Беломечетки (Габуня, Бендукидзе, 1984) и Лабинска (В.И. Жегалло, устное сообщение), находки наземных (хелицид) и пресноводных моллюсков (унионид) на реке Белой (вблизи ст. Абадзехской), комплекс насекомых у Ставрополя (Беккер-Мигдисова, 1964; Длусский, 1981), характер течений, установленный для южного Ставрополя (Гроссгейм, 1965), снос песчаного материала с юга (Дмитриева, 1953) и юго-востока в Западно-Кубанский прогиб (Бигун и др., 1998). Аллювиальные отложения с костными остатками к югу от Лабинска указывают, очевидно, на место впа-

дения реки, дренирующей западную часть этого острова. Эта река, скорее всего, унаследована, так как ее песчаные конусы выноса, поступавшие с зарождавшегося здесь поднятия, отмечены (Гроссгейм, 1965; Щерба, 1993) еще со второй половины олигоцена – начала миоцена. Присутствие реки, а также участие хвойных в растительности Западного Предкавказья в раннем чокраке (Бурова, 1999; средний чокрак в понимании Ж.В. Буровой соответствует нижнему чокраку в нашей интерпретации), указывают на значительную расчлененность рельефа Большекавказского острова, отмеченную еще Р.Г. Дмитриевой (1953). Вдоль северо-восточного побережья этого острова в позднем чокраке фиксируется большое разнообразие прибрежных обстановок, в пределах которых различаются биоценозы лагун, побережий, опресненных лиманов, тростниковых болот и кустарниковых зарослей (Беккер-Мигдисова, 1964). Большая нестабильность условий мелководья, в том числе распределяющее влияние речного стока, ощущалась здесь уже в конце раннего чокрака. Об этом свидетельствует появление вблизи северо-восточного побережья острова *Parvicardium brykense* Gontsh. et Zhgenti, потомка *Parvicardium kubanicum* (Zhizh.), весьма сходного по целому ряду признаков с эндемичным сарматским родом *Obsoletiformes* (Гончарова, 1989). Это самый далеко зашедший случай эволюционного преобразования двусторчатых моллюсков в чокракском бассейне. С конца раннего чокрака Большекавказский остров, очевидно, временами смыкался с Дзирульской сушей и Малым Кавказом, открывая сюда путь млекопитающим. Миграцию млекопитающих с юга в Центральное Предкавказье в начале среднего миоцена предполагал еще Б.П. Жижченко (1940).

Продолжением Большекавказского острова на восток (до Апшеронского п-ова) служил сформировавшийся на Восточном Кавказе архипелаг островов (отмелей) протяженностью около 600 км (рис. 2, 15). Он был реконструирован на основании минералогического анализа осадков (Гроссгейм, Гмид, 1951; Холодов, Недумов, 1981) и по данным палеоботанических исследований: находкам листовой флоры (Терский хр. между Грозным и Чир-юртом: Розанов, 1925; реки Сулак и Аргун: Палибин, 1936; Akhmetiev, 1995) и остатков мангрообразующей растительности (р. Фортанга: Холодов и др., 1980; Akhmetiev, 1995), а также по упомянутому выше присутствию крупных древесных остатков в Кобыстанском глубоководье у подножья Тенгизбешбармакского острова. В южной части Терско-Каспийского прогиба, на широте г. Дербента, отмечено присутствие небольшого подводного вала. Он фиксируется песчано-алевритовыми отложениями и присутствием моллюсков верхов сублиторали (Тригорович-Березовский, 1925).

Наиболее погруженную часть северокавказского шельфа представляла собой южная часть Терско-Каспийского прогиба, где в тархане еще сохранялись условия псевдоабиссали (Жижченко, 1940), в чокраке сменявшиеся условиями глубокого шельфа. Вдоль его южного борта возникли небольшие антигетические поднятия, подобно тем, что в олигоцене возникли вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба (Щерба, 1993; Копп, Щерба, 1998). Это острова упомянутого выше архипелага Восточного Кавказа. До уровня глубокого шельфа был погружен Западно-Кубанский прогиб. Прогибы стремительно заполнялись преимущественно терригенным материалом, основным источником которого служила обширная Восточно-Европейская равнина. В частности, Кумская котловина (рис. 2, 13), за исключением своей западной части, была компенсирована осадками.

Характерной особенностью шельфовых осадков северной окраины чокракского бассейна Предкавказья является неравномерное распространение среди них грубозернистых песчаных отложений, присутствие которых неоднократно отмечалось многими исследователями (Гольинец, 1932; Жижченко, 1940; Гроссгейм, Гмид, 1951; Косарев и др., 1965; Буряк и др., 1968; Косарев, 1971; Родзянко, 1976; Иосифова, 1977; Застрожных и др., 1998; Греков, Доля, 1999). Свообразная (нередко рукавообразная) морфология песчаных накоплений заставила нас внимательно проанализировать имеющиеся данные об их генезисе. Наиболее интересен в этом отношении участок, расположенный западнее южного окончания Ергеней. Еще в начале 60-ых годов здесь вблизи с. Бурукшан Н.И. Лупарев обнаружил глубокий каньонообразный врез (Родзянко, 1976), позднее детально изученный В.С. Косаревым совместно с другими исследователями (Косарев и др., 1965; Косарев, 1971). Было выяснено, что в прибортовой части каньона, глубина которого представлялась В.С. Косареву очень значительной, западнее с. Дивное скважинами вскрываются залегающие с глубоким размывом на нижнемиоценовой ольгинской свите майкопа чокракские разнозернистые пески с включениями гальки и прослоями темного известняка. В известняках Б.П. Жижченко были определены раковины *Acanthocardia centumpania* (Andr.), *A. impar* (Zhizh.), *Nuculana* (*Saccella*) *fragilis* (Chemn.), *Spiratella andrussovi* (Kittl) и др. моллюсков, которые, по-видимому, можно рассматривать как нижнечокракские. Эти слои перекрыты алевритовыми глинами с мелкими *Lutetia*, которые позволяют предполагать их позднечокракский возраст. Выше залегает толща карагана с *Lutetia* (*Spaniodontella*) *gentilis* (Eichwald), конки, нижнего и среднего сармата. В чокракских отложениях, кроме того, Л.А. Козяр установила спорово-пыльцевой комплекс, хорошо сопоставляемый с аналогичным комплексом из

чокракских отложений опорной скважины Георгиевская (Косарев и др., 1965).

Позднее Г.Н. Родзянко (1976), ссылаясь на мнение А.И. Копыльцова и К.Г. Чемякова, проследивших по данным бурения продолжение каньона почти до подножья Ергеней, пришел к выводу, что чокракская фауна каньона переотложена, а сам каньон выполнен значительно более молодыми (позднесарматско-мэотическими) отложениями. С этим трудно согласиться, поскольку, во-первых, на следы переотложения несомненно обратили бы внимание Б.П. Жижченко и В.С. Косарев, во-вторых, как было указано выше, чокрак был установлен в основании полного разреза неогена (от чокрака до среднего сармата включительно), в котором все обнаруженные остатки и спорово-пыльцевые спектры строго стратифицированы и какое-либо смещение их отсутствует. Это не исключает, разумеется, возможности существования повторного эрозионного послесреднесарматского вреза в осевой части расматриваемого каньона, где В.С. Косарев (1971) в основании вложенной толщи отметил наличие окатанных раковин чокракских и караганских моллюсков, и нового его заполнения в самом конце миоцена.

Другой район широкого распространения песков в чокракских отложениях располагался в правобережье широтной части р. Терек. К югу от Терского уступа на северном склоне Терско-Каспийского прогиба (от Махачкалы до Грозного) огромная масса (несколько сот метров) сгрудившихся туда песков, глин и алевроитов (Жижченко, 1940; Ливеровская, 1951; Гроссгейм, 1952) подвергалась постоянному оползанию (Вассоевич, 1949). Анализ минералогического состава этого песчаного материала доказал его снос с Восточно-Европейской платформы (Гроссгейм, Гмид, 1951; Холодов, Недумов, 1981, 1996). В частности, В.А. Гроссгейм и Л.П. Гмид выделили своеобразную дистен-ставролитовую провинцию на северо-востоке рассматриваемой территории, которая не могла возникнуть в результате сноса материала кавказского происхождения. Вероятно, авандельта реки, в чокракское время нешей большое количество песчаного материала со стороны платформы, находилась к северо-востоку от устья р. Сулак. Действительно, в районе современного междуречья рек Сулак и Шура-озень пески характеризуются наибольшей грубозернистостью и в то же время наихудшей окатанностью зерен по сравнению с южными и западными районами (Гроссгейм, Гмид, 1951). В низовьях р. Сулак присутствуют фации галечного берега (Ливеровская, 1951), к северо-западу от реки Шура-озень (в Темиргоевской балке, на горе Алмало и у аула Кака) появляются конгломераты (Жижченко, 1940, с. 129). Близость устья реки подтверждается также обедненностью морской моллюсковой фауны, где отмечены представители родов *Pholas*, *Mutilus* (Ливеровская, 1951), *Donax* и *Mastra* (Жиж-

ченко, 1940). Обеднение, скорее всего, вызвано интенсивным накоплением осадков в этой области и некоторым опреснением вод. Влияние реки сохраняется здесь и в карагане, подтверждаясь находкой пальмы *Sabal major* Heeg, входившей в состав заболоченных прибрежных группировок (Т.Н. Байковская, см. Гроссгейм, Гладкова, 1950).

Все приведенные выше данные о распространении песчаных осадков в составе чокракских толщ вдоль северной окраины бассейна в Предкавказье несомненно свидетельствует о сносе огромных масс терригенного материала с Восточно-Европейской платформы. Есть все основания полагать, что основную роль в качестве транспортирующей речной системы играл в это время Палео-Дон.

Детальные исследования А.С. Застрожного (Застрожных и др., 1998) показали, что древняя долина Палео-Дона, выполненная яшкульской свитой, нижние горизонты которой по палинологическим данным могут иметь чокракский возраст, на широте с. Овата распадается на ряд проток, основная часть которых направлена на юго-восток, а меньшая на юг. Южнее отложения яшкульской свиты уничтожены позднейшей денудацией, но можно предполагать, что серия юго-восточных протоков Палео-Дона формировала дельту, внешний край которой располагался близ только что рассмотренной авандельты в устье р. Сулак. В целом, это согласуется с ранее высказанными представлениями Р.И. Недумова (1994). В то же время протока южного направления, вероятно, достигала каньона близ с. Дивное, где образовывала устьевой участок эстуарно-дельтового типа. Ю.И. Иосифова (1977) уже высказывала предположение о том, что этот каньон является прямым продолжением Палео-Дона. Эта же точка зрения высказывается ею и в последней работе (Иосифова, 1999), где приводится палеогеографическая карта для климатического оптимума миоцена. Вышеупомянутый каньон, с нашей точки зрения, мог быть выработан в дочокракское время, скорее всего, на рубеже коцахура и тархана в приосевой зоне Гудиловского прогиба, по-видимому, вследствие активного роста в это время Сальского вала и Ставропольского свода, между которыми он и протягивается из упомянутого Гудиловского прогиба в Восточно-Кубанский. В.С. Косарев высказал иную точку зрения, согласно которой каньон развивался как в предчокракское время, так и в чокраке на месте бывшего пролива между разными частями регрессирующего морского бассейна. Следует отметить, что целый ряд вопросов, связанных как с эволюцией каньона, так и с его морфологией, глубиной и другими параметрами, представляется еще недостаточно ясным и требует дальнейшего изучения, в том числе и в связи с решением ряда практических задач поисковой геологии.

С высказанным нами представлением об эволюции рассматриваемого каньона трудно согласовать данные о наличии тарханских отложений

выше его восточного борта в районе с. Приютное (Застрожнов и др., 1998), в то время как в самом каньоне отложения тархана отсутствуют. Этот вопрос, по-видимому, может быть разрешен только в ходе дальнейших исследований и получения нового представительного материала.

К юго-западу от этого каньона на всей территории Центрального Предкавказья, где практически отсутствуют отложения тархана, прослеживается множество песчаных рукавов, достигавших крутого склона Западно-Кубанского прогиба, куда происходило струживание песчаного материала (Mikergina, Pinchuk, 1997). На северном склоне прогиба эти пески заполняли каналы, а у его подножья осаждались в виде подводных фанов среди карбонатных илов, заполнявших прогиб. Вдоль юго-восточного борта прогиба осаждались пески, поступающие с Большекавказского острова (Гроссгейм, Гмид, 1951; Бигун и др., 1998). Частично поставщиком песков в Западное Предкавказье служил Палео-Северский Донец, аллювий которого прослеживается вплоть до Таганрогского залива, а в Причерноморскую впадину – Палео-Миус (данные А.В. Зайцева по результатам съемки листа L-37-5, Шахты, Южгеология). В пределах Азовской акватории континентальные речные комплексы сменяются мелкоморскими: теми же илами и песками, что и в Приднепровской и Азово-Кубанской впадинах.

Быстрое заполнение прогибов, продолжавшееся и в карагане, привело к выколаживанию рельефа, общему обмелению шельфа и трансгрессии вод на его окраины. В целом же Западно-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы, у которых оформился вследствие выдвигания к югу шельфа южный относительно мелководный склон (с мангровыми зарослями на Восточном Кавказе – Холодов и др., 1980; Холодов, Недумов, 1996), в чокраке и карагане приблизили свои очертания к очертаниям будущих предгорных прогибов. Более отчетливо, чем в раннем миоцене, проявился глубокий периферический прогиб на Западном Кавказе, ответвляющийся от Западно-Кубанского в районе Тамани. Развитие прогиба по периферии поднятия, вероятно, связано с продолжавшимся закрытием окраинноморского бассейна Кавказа.

До последнего времени западная часть Туранской плиты рассматривалась как область, которая в чокраке была занята морским бассейном. В некоторых случаях (Атлас... , 1967) в северной части плиты предполагалось чередование обстановок морского и континентального осадконакопления. Н.С. Соловьева (Куницкая и др., 1969) допускала наличие двух крупных морских заливов, которые соединялись между собой широким проливом, располагавшимся в западной части современного Аральского моря (Куницкая и др., 1969).

Ревизия и анализ фактического материала по Закаспию показали, что осадконакопление в чокраке происходило здесь в трех крупных заливах.

Один из них, Северо-Прикаспийский, располагался на северо-востоке Прикаспийской впадины, второй – в обширном Северо-Устьюртском прогибе. Третий, наиболее значительный залив, проникал в Южно-Мангышлакский, Ассакеауданский, Верхнеузбойский и Предкопетдагский прогибы, а также в Западно-Туркменскую впадину, где располагались одноименные, более мелкие заливы. Отмеченные крупные заливы, по-видимому, не сообщались между собой, поскольку нигде на разделяющем их пространстве не обнаружены фаунистически охарактеризованные чокракские отложения. Очевидно, в чокраке Туранский шельф, так же, как и Предкавказский, подвергся дифференциации. В отличие от ранее заложившихся Северо-Устьюртского и Предкопетдагского прогибов с чокрака в активное прогибание была также вовлечена северо-восточная часть Прикаспийской впадины и обширная территория современных Южно-Мангышлакского, Ассакеауданского и Верхнеузбойского прогибов, откуда в свою очередь узкие вытянутые заливы, в тыловых частях имевшие, по-видимому, характер лагун, проникали в Илимско-Балкуинский и Судочий прогибы. Это подтверждается, в частности, находками в соответствующих отложениях Балкуинского прогиба остатков чокракских остракод (Розьева, 1976).

Характер осадконакопления в разобщенных заливах был различным. В восточной части Северо-Прикаспийского прогиба и в северной части Северо-Устьюртского прогиба в разрезах чокрака наблюдается чередование морских отложений с остатками разнообразной полигалинной фауны и континентальных образований, а в осевой зоне и на южном крыле последнего прогиба чокрак представлен преимущественно континентальными красноцветами с очень редкими маломощными морскими прослоями. Северо-Устьюртский и Северо-Прикаспийский заливы были разделены, по-видимому, достаточно широкой вытянутой в юго-западном направлении полосой суши. В ее пределах несомненно существовала речная сеть, о чем свидетельствует присутствие на северо-западе Устьюрта песчаных дельтовых отложений с остатками смешанной фауны морских и пресноводных моллюсков. Отложения современных Южно-Мангышлакского, Ассакеауданского и Верхнеузбойского прогибов в это время резко отличались широким развитием эвапоритовых осадков (Эберзин, 1960; Чельцов и др., 1967; Неогеновая система, 1986а). Несомненно, что в периоды накопления этих осадков перечисленные заливы отделялись от основной части чокракского бассейна серией отмелей, затрудняющих свободный водообмен, а местами, возможно, и островов, положение и особенности строения которых пока еще трудно детально реконструировать.

Северные заливы чокракского бассейна в Закаспии, по-видимому, функционировали только в зюкское время, а в позднем чокраке были осуше-

ны. В то же время нельзя пока полностью исключить и возможность их существования в тех или иных размерах и в брыковское время, поскольку в этих районах на границе чокрака с вышележащими миоценовыми отложениями наблюдается стратиграфическое несогласие, и верхнечокракские осадки могли быть размыты. Морской залив, вероятно, сохранялся в позднечокракское время в пределах Южно-Мангышлакского прогиба (Шарапов, Плещеев, 1979). В течение всего чокрака несомненно продолжалось осадконакопление в краевой восточной части Западно-Туркменской впадины, представлявшей зону мелководного шельфа и располагавшейся в районе современного Западного Копетдага. Об этом свидетельствует толща развитых здесь песчано-глинистых осадков, в составе которых выделяются как зюкские, так и брыковские слои.

Большой и Малый Балханы, находившиеся в мелководной части Западно-Туркменского залива, видимо представляли собой два участка возвышенной островной суши, причем вдоль северо-западной окраины Большебалханского острова протягивалась полоса накопления красноцветной, в значительной степени грубообломочной молассы, в которую вклинивались редкие прослои морских осадков.

В пределах Центрального и Восточного Копетдага, в отличие от Западного, по-видимому, существовала достаточно обширная возвышенность, в наиболее высокой части которой, вероятно, располагался небольшой низкорельефный массив. На северо-востоке эта возвышенность была ограничена сдвигово-разломной зоной, отделявшей ее от Предкопетдагского прогиба. В восточной части последнего, а также в сочленявшейся с ним впадине Юго-Восточной Туркмении происходило накопление мощных красноцветных, частью грубообломочных моласс.

Располагавшиеся севернее обширные равнины Туранской низменности являлись ареной формирования красноцветных терригенных, иногда гипсоносных осадков озерно-пролювиального, гипергалинного, гипергалинно-озерного, субаэрального типа. Они сохранились на достаточно большой площади в Кызылкумах, а севернее – в Приаралье и Прикаспии позднее были почти полностью денудированы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тархан-караганский этап в истории Восточного Паратетиса представляет единый тектоно-седиментационный цикл, характерной особенностью которого являются закономерные изменения гидрологического режима и биоты. Эти изменения состояли в смене морского полузамкнутого бассейна с низким эндемизмом фауны в тархане, морским с отклоняющейся соленостью и более выраженным эндемизмом в раннем чокраке и,

наконец, обособленными полуморскими позднечокракским и караганским бассейнами, населенными лишь эндемиками.

Проведенное исследование впервые позволило достаточно полно отразить морфологию морского бассейна, занимавшего обширную область северной окраины Тетиса и зоны коллизии Евразийской и Афроравийской плит, особенно в чокракское время. Использование современных седиментологических представлений о палеобатиметрической зональности и эволюции краевых морей в сочетании с эколого-географическим анализом биоты рассматриваемой эпохи позволило восстановить достаточно детальную картину динамики изученного бассейна. В выделенных палеобатиметрических зонах подробно охарактеризованы условия седиментации, которыми, как известно, в ряде районов (Терско-Сунженская область, Предгорный Дагестан) в чокракских и караганских отложениях были созданы предпосылки для формирования богатейших нефтяных месторождений. Уточнение данных о конфигурации бассейна, а следовательно площади его акватории совместно с анализом батиметрии дает новый интересный материал для изучения региональной тектоники рассматриваемой территории.

Связь с бассейнами Тетисного мира (Tethyan realm) (древнего Средиземноморья, Месопотамии и Индийского океана), восстановившаяся в начале тархана после коцахурской изоляции и сохранявшаяся на протяжении раннего чокрака, на фоне установившегося климатического оптимума и значительного повышения уровня Мирового океана привела к нарастающей трансгрессии Восточного Паратетиса. Начиная со второй половины чокрака и на протяжении карагана, дальнейшее расширение бассейна происходило уже в условиях его изоляции.

Интенсификация тектонических движений в раннем чокраке привела к значительной дифференциации дна шельфа и чрезвычайно сильной изрезанности береговой линии, особенно в Закаспии. Здесь в пределах активно развивавшихся региональных прогибов сформировались протяженные заливы, вдававшиеся в сушу на сотни километров. В условиях значительного расширения мелководий (на севере Эвксино-Каспийского бассейна) впервые в истории Восточного Паратетиса появились своеобразные мшанково-водорослевые биогермы, которым нет современных аналогов.

Определяющую роль в осадконакоплении северного шельфа играл речной снос с Восточно-Европейской равнины за счет деятельности целого ряда рек, прежде всего, Палео-Дона. Обобщенные имеющихся к настоящему времени данных о наличии крупной речной дельты к северо-востоку от Терского уступа (район Махачкалы) и особенностях строения толщи, выполняющей каньон в Центральном Предкавказье (с. Дивное) позволило по-новому проинтерпретировать эволюцию Па-

лео-Дона в его нижнем течении. Предполагается, что Палео-Дон здесь, подобно современной Волге и некоторым другим крупным рекам, разделен на серию рукавов, впадавших в море на значительном расстоянии друг от друга. Предложенная модель, как нам представляется, позволяет устранить противоречие во взглядах различных исследователей на положение устьевой части этой крупнейшей среднемиоценовой водной артерии Восточно-Европейской равнины.

Интенсивное заполнение глубоководных и шельфовых прогибов Закавказья терригенными осадками позднего чокрака и карагана было вызвано энергичным ростом участков суши и развитием процесса горообразования в пределах Анатолийско-Иранского микроконтинента. Лишь в Кобьстанско-Южно-Каспийской части реликтов мезозойского окраинного моря Большого Кавказа, как и в более ранние эпохи, сохранялся режим некомпенсированного осадконакопления.

Активные тектонические движения начала среднего миоцена (чокрак – ранний баден – лангий) обусловили сокращение связей Чокракского бассейна с Индопацификой (при сохранении их с Центральным-Иранским бассейном а, возможно, и Месопотамским) и обособление Восточного и Западного Паратетиса. Обмеление центральной части Чокракского бассейна привело к возникновению Кавказского архипелага. Находки в начале среднего миоцена на севере Большого Кавказского острова беломечетского комплекса млекопитающих, включающего как африканские, так и евразийские формы, являются подтверждением существования южнее, на Ближнем Востоке и в Южной Анатолии, нестабильного сухопутного моста, допуская обмен млекопитающих между Афроравиной и Иранской микроплитой, с одной стороны, и Евразией с другой. Возникновение участков Кавказской суши создало барьер на пути движения терригенного материала с севера и привело к тому, что его основная масса оседала в прогибах Предкавказья, где в чокраке и отчасти в карагане происходило лавинообразное усиление седиментации.

Несколько отличные условия осадконакопления существовали на востоке бассейна, в Закаспии. Здесь в середине и конце рассматриваемого этапа (особенно в карагане) отмечается явная аридизация климата, на что указывает появление в составе осадков мощных пластов эвапоритов.

Мы искренне благодарны за консультации М.А. Ахметьеву, Л.А. Висковой, Л.А. Головиной, Р.В. Горюновой, В.И. Жегалло, А.С. Застрожной, Ю.И. Иосифовой, В.А. Крашенинникову, Л.А. Невесской, Т.Н. Пинчук, Э.П. Радионовой, А.П. Расницыну, А.Ю. Розанову, В.И. Хаину.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ализаде К.А., Азизбекова А.А., Атаева Э.З. Оligocen-миоценовые отложения Талыша, юго-восточного

окончания Малого Кавказа (Джебраильский район) и Нахичеванского прогиба (Стратиграфия и фауна). Баку: Ин-т геологии АН АзССР, 1980. 99 с.

Арзуманян С.К. Сопоставление разрезов верхнеолигоцен-миоценовых отложений Араксинской межгорной впадины и обоснование их возраста // Учен. зап. Ереванского гос. ун-та Естественные науки. 1980. № 3. С. 131–138.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. IV. М.: ВАГТ. 1967. Лист 45.

Багдасарян К.Г. К вопросу об изучении моллюсковой фауны чокракского горизонта Грузии // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 5. С. 1016–1020.

Багдасарян К.Г. Развитие моллюсковой фауны чокрака Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 211 с.

Байковская Е.Н. Пальмовое дерево в миоценовых отложениях Дагестана // Ботан. журнал. 1950. Т. 35. № 1. С. 68–70.

Беккер-Мигдисова Е.Э. Третичные равнокрылые Ставрополя. М.: Наука, 1964. 108 с.

Белокрыс Л.С. Спирорбины причерноморского миоцена // Палеонтол. журнал. 1984. № 2. С. 24–39.

Белокрыс Л.С. Строматолиты, онколиты и красные водоросли миоцена юга СССР и их стратиграфическое значение // Актуальные вопросы современной палеальгологии. Киев: Наукова думка, 1986. С. 143–146.

Бигун П.В., Колесниченко В.П., Деметьева О.Ф., Пинчук Т.Н. Литофациальные особенности и коллекторские свойства среднемиоценовых отложений северного борта Западно-Кубанского прогиба // Сб. науч. трудов. Сер. “Нефть и газ”. Ставрополь: Ставрополь. гос. техн. ун-т, 1998. Вып. 1. С. 94–109.

Богданович А.К. О результатах изучения фораминифер миоцена Крымско-Кавказской области // Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Л.–М.: Гостехиздат, 1947. 38 с.

Богданович А.К. Чокракские фораминиферы Западного Предкавказья // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1950. Вып. 51. С. 129–176.

Богданович А.К. Стратиграфическое и фациальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса // Тр. Краснодар. филиала ВНИПИнефть. 1965. Вып. 16. С. 300–351.

Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Шерба И.Г. Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 6. С. 32–44.

Бурова Ж.В. Развитие растительности Западно-Кубанского прогиба в тархан-караганское время // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. Тез. докл. IX Всеросс. палинол. конф. М.: ИГИРГИ, 1999. С. 41–42.

Буряк В.Н., Косарев В.Л., Н.А. Козлова, Галин В.Л. Схематическая карта литофаций и мощностей чокракских отложений // Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 393 с.

Вассоевич Н.Б. Подводнооползневые явления в среднем миоцене Дагестана // Азербайдж. нефт. хоз-во. 1949. № 3. С. 3–5.

Вейс О.Б. Миоценовые мшанки Северного Кавказа и Крыма. М.: Наука, 1988. 102 с.

Габуния Л.К., Бендукидзе О.Г. Мелкие млекопитающие Беломечетской (Северный Кавказ, чокрак) и их биостратиграфическое значение // Сообщ. АН ГССР. 1984. Т. 113. № 1. С. 93–95.

- Голынец Ф.Ф.* Биологические исследования в Калмыцко-Сальских степях // Тр. Нефт. Геол.-развед. ин-та. Сер. Б. 1932. Вып. 7. С. 1–45.
- Гончарова И.А.* Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука, 1989. 200 с.
- Гончарова И.А., Ильина Л.Б.* К вопросу о взаимоотношении среднемиоценовых бассейнов Западного и Восточного Паратетиса и возрасте моллюсков скважины у г. Ананьева (Украина) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 74–82.
- Гончарова И.А., Шерба И.Г.* Паратетис в конце ранне-среднего миоцена и его связи с окружающими бассейнами // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 102–107.
- Греков И.И., Доля В.С.* Условия накопления титанциркониевых россыпей Ставрополя // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т. 1. Материалы II Международной конференции. Новочеркасск: Южно-Рос. гос. техн. ун-т, 1999. С. 170–174.
- Григорович-Березовский Н.А.* Описание фауны отложений чокракского горизонта Южного Дагестана // Изв. Донского ун-та. 1925. Т. 5. С. 44–70.
- Гроссгейм В.А.* К палеогеографии Дагестана в караганское время // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 5. С. 85–95.
- Гроссгейм В.А.* Донные течения и тектоника // Сов. геология. 1965. Т. 9. С. 124–129.
- Гроссгейм В.А., Гладкова А.Н.* Новые данные о строении суши караганского времени восточной части Кавказа // Докл. АН СССР. Новая сер. 1950. Т. 73. № 1. С. 157–159.
- Гроссгейм В.А., Гмид Л.П.* Терригенно-минералогические провинции чокракского бассейна // Геол. сб. ВНИГРИ. 1951. Т. 1. Вып. IV. С. 136–143.
- Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Доброва М.Р. и др.* Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. 203 с.
- Длусский Г.М.* Миоценовые муравьи (Hymenoptera, Formicidae) // Новые ископаемые с территории СССР. М.: Наука, 1981. С. 64–82.
- Дмитриева Р.Г.* Палеогеография Кубанского залива в чокракский век // Геол. сб. ВНИГРИ. II(V). Л.–М.: Гос. науч.-тех. изд-во нефтян. и горно-топл. лит-ры. Ленинград. отд. 1953. С. 205–224.
- Жижченко Б.П.* Нижний и средний миоцен // Стратиграфия СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 12: Неоген. С. 11–227.
- Застрожных А.С., Попов С.В., Саввин В.В.* Миоцен Приманьчья // Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Волгоград–Тамань: Волгогр. геол.-развед. эксп. Мин. природ. ресурсов РФ, 1998. С. 59–65.
- Иванова Е.В.* Птероподы как индикатор палеосреды // Океанология. 1983. Т. 23. Вып. 5. С. 839–845.
- Ильина Л.Б.* Определитель морских среднемиоценовых гастропод Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. 149 с.
- Ильина Л.Б.* О связях среднемиоценовых (тархан-конка) бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. С. 133–136.
- Ильина Л.Б.* О связях средне- и позднемииоценовых бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 3. С. 94–99.
- Иосифова Ю.И.* Сопоставление миоцена Окско-Донской равнины с разновозрастными отложениями смежных регионов // Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. С. 212–226.
- Иосифова Ю.И.* Центр Русской равнины (и сопредельные районы). Неоген // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). М.: ГЕОС, 1999. С. 50–54.
- Конн М.Л., Шерба И.Г.* Основные этапы позднемелового развития Восточного Кавказа // Геотектоника. 1985. № 5. С. 94–108.
- Конн М.Л., Шерба И.Г.* Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–59.
- Косарев В.С., Козяр Л.А., Ипатов З.М.* Новые данные о каньоне в майкопских отложениях Северного Ставрополя // Докл. АН. 1965. Т. 165. № 2. С. 403–406.
- Косарев В.С.* Новые данные о распространении чокракских отложений в Центральном Предкавказье // Стратиграфия и палеогеография кайнозой газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971. Вып. 31/39–32/40. С. 95–100.
- Крашенинников В.А.* Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. М.: Наука, 1971. 236 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. и др.* Миоцен северо-восточной Атлантики и Восточного Средиземноморья (биостратиграфия, палеоэкология, палеогеография). М.: Научный мир, 1999. 185 с.
- Куницкая Т.Н., Пожариская Т.Ф., Соловьева Н.С. и др.* Фауны и палеогеографическая обстановка накопления мезозойских и кайнозойских отложений Средней Азии и южных районов Казахстана // Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Недра, 1969. С. 58–102.
- Ливеровская Е.В.* Палеоэкологическое изучение чокракских отложений Дагестана // Геол. сб. ВНИГРИ. 1951. Т. I(IV). С. 136–143.
- Мамедова Л. Д.* Палеобиономия бассейнов раннего и среднего миоцена Северо-Восточного Азербайджана // Азербайдж. нефтяное хоз-во. 1974. № 6. С. 6–8.
- Манолов Ж.* Палеоэкологическое и стратиграфическое изучение чокрака в окрестности на град Варна // Изв. Геол. ин-та. 1960. Кн. 8. С. 285–321.
- Маслов К.С.* О миоцене Гурии // Изв. АН СССР. Отд. матем. и естеств. наук. Сер. геол. 1937. Вып. 5. С. 839–851.
- Милановский Е.К., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд. МГУ, 1963. 327 с.
- Недумов Р.И.* Проблемы литологии, геохимии и палеогеографии кайнозойских отложений Предкавказья. Сообщение 2. Влияние палеорек на особенности седиментации в бассейнах Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 1. С. 69–78.
- Неоановская система. Полутом 1. Стратиграфия СССР / Отв. ред. Муратов М.В., Невеская Л.А. М.: Недра, 1986а. 418 с.*
- Неоановская система. Полутом 2. Стратиграфия СССР / Отв. ред. Муратов М.В., Невеская Л.А. М.: Недра, 1986б. 442 с.*
- Палибин И.В.* Этапы развития флоры Прикаспийских стран со времени мелового периода. М.–Л.: Изд. АН СССР, 1936. 60 с.
- Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др.* Сирия // Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Л.: Недра, 1969. Вып. 18. 215 с.

- Попов С.В., Гончарова И.А., Ахметьев М.А. и др. Динамическая биогеография как метод палеогеографических исследований Северного Перитетиса второй половины кайнозоя // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 1998. Вып. 3. С. 77–81.
- Розанов А.Н. Материалы по геологии Кавказских предгорий между Грозным и Чир-Юртом // Бюл. МО-ИП. Отд. геол. 1925. Т. 3. Вып. 1–2. 29 с.
- Розьева Т.Р. Неоген и пограничные с ним отложения олигоцена закрытых областей Восточной Туркмении // Геология и нефтегазоносность Туркменистана. Вып. 2. Ашхабад: Ылым, 1976. С. 31–49.
- Родзянко Н.Г. Континентальный и континентально-морской миоцен Нижнего Дона и Нижней Волги. Состояние изученности стратиграфии плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской области и задачи их дальнейших исследований. Уфа: Башкирский филиал АН СССР. 1976. С. 102–116.
- Сорочан О.А. Стратиграфия среднемиоценовых відкладів Волино-Подільскої схилу Українського кристалічного щита за фауною пеліципод. Київ: Вид. АН УССР, 1958. 31 с.
- Страшимиров Б. О находках стеногалинной фауны в отложениях среднемиоценового отдела южнее г. Бургас (Болгария) // Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae. 1971. Т. 15. P. 275–280.
- Туголесов Д.А. (отв. ред.) Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 334 с.
- Холодов В.Н., Радионова Э.П. Строматолиты в караганских отложениях Восточного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 125–130.
- Холодов В.Н., Ахметьев М.А., Гаврилов Ю.О., Недумов Р.Н. Клубненосные горизонты в чокракских отложениях Чечено-Грозненской впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 138–142.
- Холодов В.Н., Недумов З.И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 204 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. К проблеме существования Кавказской суши в олигоцен-миоценовое время // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 80–90.
- Шарапов А.И., Плещеев И.С. Новые данные по стратиграфии среднемиоценовых и сарматских отложений Восточного Мангышлака и прилегающей части Устюрта // Биостратиграфические исследования мезозойско-кайнозойских отложений южной окраины Русской платформы. Кишинев: Штиинца, 1979. С. 133–140.
- Щерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 229 с.
- Щерик Е.А. Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973. 153 с.
- Эберзин А.Г. Неоген Северной Туркмении // Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Туркмения и Западный Казахстан. Тр. КЮГЭ. Вып. 5. 1960. С. 155–258.
- Adams C.G., Gentry A.W., Whybrow P.J. Dating the terminal Tethyan event // Utrecht Micropaleont. Bull. 1983. № 30. P. 273–298.
- Akhmetiev M.A. Paleobotanical data on the geological age in the Greater Caucasus Land // Palaeobotan. Journal. 1995. V. 29. № 1a. P. 172–181.
- Bossiouni M.A. Brackische und marine Ostracoden (Cytherideinae, Hemicytherinae, Trachyleberidinae) aus dem Oligozan und Neogen der Türkei (Kainozoikum und Braunkohlen der Türkei 22) // Geol. Jahrbuch., B. 31. 1979. 195 s.
- Čtyroky P., Karim A.S., Vessem E.J. Miogypsina and Borelis in Euphrates Limestone formation in the Western Desert of Iraq // Neu. Jb. Geol. Palaont. Abh., Stuttgart. 1975. Bd. 148. H. 1. P. 33–49.
- Eriunal-Erentöz L. Stratigraphie des bassins néogènes de Turquie, plus spécialement d'Anatolie Méridionale et comparaisons avec le Domaine Méditerranéen dans son ensemble. T. 1. P. 2 // Publ. Inst. d'Études Recherches Min. Turquie. 1950. Serie C. № 3. 100 p.
- Gansser A. New aspects of the geology in Central Iran // Proc. 4 World Petroleum Congress Section. 1986. 1(A). № 15. P. 283–294.
- Gelati R. Miocene marine sequence from Lake Van area, Eastern Turkey // Riv. Ital. Paleontol. Milano. 1975. V. 81. № 4. P. 477–490.
- Gillet S. Le neogene de la region de Moghan (Azerbaïdjan Iranien) d'après la macrofaune // Practika the Akademias Athenon. Athens. 1967. T. 42. P. 57–78.
- Görür N. Tectonic control in the development of a lower-middle Miocene reef at a complex triple junction: depositional history of the Karaisali formation of the Adana basin, Turkey // Geol. Mediterranienne. 1994. T. 21. № 1–2. P. 49–67.
- Janssen A.W. Pteropoda (Gastropoda, Euthecosomata) from the Australian Cainozoic // Scripta Geol. 1989. V. 91. 77 p.
- Lüttig G., Steffens P. Paleogeographic Atlas from the Oligocene to the Pliocene. Hannover. 1975. 7 maps. 64 p.
- Mikerina T., Pinchuk T. Distribution of dispersed organic matter in the Neogene sediments in the section of superdeep well of the West-Kuban foredeep // Proc. Field Meeting held in Yugoslavia in 1995, 1996. Spec. Publ. Geoinstitut. Belgrade. 1997. V. 21. P. 7–14.
- Poisson A., Wernli R., Lozouet P. et al. Nouvelles donnees stratigraphique concernant les formations oligo-miocenes marines du bassin de Sivas (Turque) // C. R. Acad. Sci. Paris. Sci. de terre planetes. Eurth Planetary Sci. 325. 1997. P. 869–875.
- Sengör A., Görür N., Saroglu F. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study // Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. SEPM (Sec. Economic Paleontologists Mineralogists). Spec. Publ. 37. 1985 / Eds Biddle K.T., Christie-Blick N.P. 227–264.
- Steininger F.F., Rögl F., Nevesskaja L.A. Sediment distribution maps for selected time intervals through the Neogene. Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. Chapter 3. Vienna. 1985. 10 maps. P. 91–102.
- Studencka B., Gontsharova I.A., Popov S.V. The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys // Acta geol. polonica. 1998. V. 48. № 3. P. 285–342.
- Studencki W. Red-algal limestones in the Middle Miocene of the Carpathian Foredeep in Poland: facies variability and palaeoclimatic implications // Geol. Quart. 1999. V. 43. № 4. P. 395–404.
- Williams G.D., Ungulenc U., Kelling G., Demirkol C. Tectonic control on stratigraphic evolution of the Adana basin, Turkey // J. Geol. Soc. London. 1995. V. 152. P. 873–882.
- Yetis C., Kelling G., Gorcen S.L., Baroz F. A revised stratigraphic framework for Later Cenozoic sequences in the northeastern Mediterranean region // Geol. Rundschau. 1995. T. 84. P. 794–812.

Рецензенты И.А. Басов, А.Ю. Розанов, В.Е. Хаин

Глубокоуважаемые читатели!

Ученым, специалистам, преподавателям вузов, аспирантам и студентам великим подспорьем в труде всегда служили и будут служить научные статьи и книги. Помочь им, а также работникам библиотек правильно и оперативно ориентироваться в издательских проектах призван журнал “Научная книга”, с 1998 г. выпускаемый четыре раза в год издательством “Наука”.

Журнал “Научная книга”:

- это достоверный источник информации о сегодняшнем дне российской науки;
- это оперативные и надежные сведения “из первых рук” о публикациях отечественных ученых и специалистов;
- это верный компас в море общеакадемических, региональных и институтских издательских проектов.

Журнал “Научная книга”:

- это профессиональная трибуна издателей, полиграфистов, распространителей научной книги;
- это интересные, часто уникальные материалы из истории издательской деятельности как Российской академии наук, так и книгоиздания страны, а также по актуальным проблемам книговедения;
- это самые последние официальные материалы и нормативные документы, регламентирующие профессиональную деятельность российских издателей, полиграфистов, книгораспространителей.

Журнал “Научная книга”:

- это увлекательный рассказ о рождении и жизни научной книги на всех этапах ее развития: от “чернильницы” автора до полки книжного магазина, библиотеки и до рук ученого, специалиста, любителя научной книги;
- это самая свежая информация о состоявшихся в стране и за рубежом книжных и полиграфических выставках, ярмарках, о презентациях новых интересных изданий;
- это своеобразная “путеводная звезда” в мире научной литературы для ученых, специалистов и всех книголюбов.

Журнал можно выписать по Объединенному каталогу “Пресса России”, т. 1, индекс 26099. Возможно также оформление подписки непосредственно в издательстве “Наука”, тел. (095) 334-74-50.

Отдельные номера журнала можно приобрести в фирме “Наука-Инициатива”, тел. (095) 334-98-59, а также в редакции (117997, г. Москва, ул. Профсоюзная, д. 90, к. 327, тел./факс (095) 334-75-21).

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Агрохимия
 Автоматика и телемеханика*
 Акустический журнал*
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал научной и прикладной фотографии
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология и радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Российская археология
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 Теоретические основы химической технологии*
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института им. В.А. Стеклова*
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металловедение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке