

ISSN 0869-592X

Том 7, Номер 2

Март - Апрель 1999



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



<http://www.maik.rssi.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 7 № 2 1999 Март–Апрель

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 7, номер 2, 1999

Позднерифейские минерализованные микрофоссилии валюхтинской свиты Байкало-Патомского нагорья <i>М. Ю. Белова, В. К. Головенко</i>	3
Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Статья 1. Пограничные разрезы Тетиса <i>А. А. Шевырев</i>	14
Стратиграфия и радиолярии верхнеюрских и нижнемеловых карбонатно-кремнистых отложений района Анкары (Турция) <i>Н. Ю. Брагин, У. К. Текин</i>	28
Фитостратиграфия и эволюция флор в альбе–позднем мелу Северной Пацифики <i>А. Б. Герман</i>	39
Развитие и расселение фораминифер в посткризисную эпоху раннего палеогена <i>Э. М. Бугрова</i>	54
Палинотратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых–нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северный Кавказ) <i>Н. И. Запорожец</i>	61
Раннеплейстоценовые фауны мелких млекопитающих Восточной Европы <i>А. К. Маркова</i>	79
Планктонные фораминиферы в осадках юго-восточной части Охотского моря (последние 20000 лет) <i>М. П. Чеховская, И. А. Басов</i>	90

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Стратиграфический кодекс или Кодекс стратиграфической номенклатуры? <i>С. С. Лазарев</i>	102
---	-----

ХРОНИКА

О научно-производственном семинаре “Применение концепции секвентной стратиграфии для поисково-разведочных и промысловых работ на нефть и газ” <i>О. В. Федотова, А. Е. Шлезингер</i>	111
--	-----

Contents

Vol. 7, No. 2, 1999

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

Late Riphean Mineralized Microfossils from the Valyukhta Formation of the Baikal–Patom Highland <i>M. Yu. Belova and V. K. Golovenok[†]</i>	3
The Lower Boundary of the Triassic and Its Correlation in Marine Sediments: Paper 1. Boundary Sections of the Tethys <i>A. A. Shevyrev</i>	14
Stratigraphy and the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Radiolarians from the Carbonate–Siliceous Deposits, Ankara Region, Turkey <i>N. Yu. Bragin and U. K. Tekin</i>	28
Albian–Late Cretaceous Phytostratigraphy and Floral Evolution in the North Pacific <i>A. B. Herman</i>	39
Foraminifer Evolution and Dispersal in the Early Paleogene Postcrisis Epoch <i>E. M. Bugrova</i>	54
Palynostratigraphy and Dinocyst Zonation of the Middle Eocene–Lower Miocene Deposits at the Belaya River (Northern Caucasus) <i>N. I. Zaporozhets</i>	61
Early Pleistocene Faunas of Small Mammals in Eastern Europe <i>A. K. Markova</i>	79
Planktonic Foraminifers from Sediments of the Southeastern Okhotsk Sea (the Last 20000 years) <i>M. P. Chekhovskaya and I. A. Basov</i>	90

CRITICAL REVIEWS AND DISCUSSIONS

Stratigraphic Code or Code of Stratigraphic Nomenclature? <i>S. S. Lazarev</i>	102
---	-----

CHRONICLE

Sequence Stratigraphy Workshop: Concepts and Application to Exploration and Production of Oil and Gas <i>O. V. Fedotova and A. E. Shlezinger</i>	111
--	-----

Сдано в набор 30.11.98 г.	Подписано к печати 01.02.99 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 14.0	Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.	Уч.-изд. л. 15.1	Бум. л. 7.0
	Тираж 275 экз.	Зак. 2438		

УДК 561.232:551.72(571.53)

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ ВАЛЮХТИНСКОЙ СВИТЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

© 1999 г. М. Ю. Белова, **В. К. Головенко**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
199026 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия

Поступила в редакцию 08.09.97 г.

В позднерифейских отложениях валюхтинской свиты Байкало-Патомского нагорья установлено семь новых местонахождений минерализованных микрофоссилий в кремнях и одно – в фосфоритах (р. Алёкан, бассейн р. Малой Чуи). Валюхтинская микробиота имеет специфический таксономический состав, выдержанный по площади и, таким образом, приобретает важное биостратиграфическое, в первую очередь, корреляционное значение. Описано четыре новых вида микрофоссилий, отнесенных к трем родам *Incertae Sedis*: *Siphonomorpha Golovenoc* et *Belova*, gen. nov., *Alekania Golovenoc* et *Belova*, gen. nov., *Bifaria Belova*, gen. nov.

Ключевые слова. Докембрий, поздний рифей, биостратиграфия, корреляция, микрофоссилии, микробиоты, Восточная Сибирь, Патомское нагорье.

По единичным находкам минерализованные микрофоссилии в кремнях из верхней части валюхтинской свиты Патомского нагорья известны давно. Впервые они были установлены Дж. Шопфом в 1975 г. в шлифах из образца окремнелого строматолита, переданного ему Т.А. Дольник (Schopf et al., 1977; Шопф и др., 1979). Дж. Шопф отметил присутствие только нитевидных форм трех типов. На таксономическом уровне эти микрофоссилии описаны не были. В кремнях из того же местонахождения на левобережье р. Большой Патом позже нами были установлены и описаны мелкие спиральные формы *Obruchevelia pusilla* Gol. et Bel. (Головенко, Белова, 1983).

В 1989–91 годах под руководством В.К. Головенко проводилось специальное изучение наиболее представительных карбонатных разрезов валюхтинской свиты с массовым отбором кремней для микропалеонтологических исследований. Были изучены разрезы по р. Большой Патом, по р. Лене выше устья последнего, по р. Витиму и его правым притокам рекам Пудрихе и Быстрой, в бассейне р. Малой Чуи (реки Малая Калайка и Алёкан). Н.К. Коробейниковым (ВостСНИИГиМС) нам были переданы образцы кремней из отложений сернской свиты в бассейне р. Жуи (рис. 1). В.К. Головенком, кроме того, были отобраны образцы тонкозернистых фосфоритов в верхнем течении р. Алёкан.

Степень изученности разрезов и количество отобранных в них образцов кремней различны. Тем не менее, в результате микропалеонтологического изучения шлифов во всех перечисленных разрезах были установлены микрофоссилии (рис. 2).

Валюхтинская микробиота не отличается большим таксономическим разнообразием, но имеет весьма специфический состав. Выдержанность видового состава микрофоссилий на значительной площади определяет биостратиграфическое, в первую очередь корреляционное значение валюхтинской биоты.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВАЛЮХТИНСКОЙ СВИТЫ

Стратиграфическое положение дальнотайгинского горизонта, по объему отвечающего одноименной серии Патомского нагорья в составе джемкуканской, баракунской и валюхтинской свит, остается спорным. Решением Стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, состоявшегося в г. Новосибирске в 1979 г., граница между верхним и средним рифеем “условно проведена внутри горизонта, что подчеркивает неопределенность принципов ее проведения в данном регионе” (Решения..., 1983, с. 30).

Тем не менее, возраст самой валюхтинской свиты, несмотря на отсутствие радиологических датировок и убедительных палеонтологических данных, большинством исследователей оценивается как позднерифейский. В карбонатных отложениях валюхтинской свиты установлены строматолиты *Baicalia valuchtenia Dolnik* и *B. hirta Dol.*, а из отложений ее предполагаемого аналога в юго-восточной части нагорья сеньской свиты описаны *Baicalia nitchatica Dol.*, *B. tcharica Dol.*, *Conophyton garganicus Korol.*, *C. metula Kir.* (Решения...,

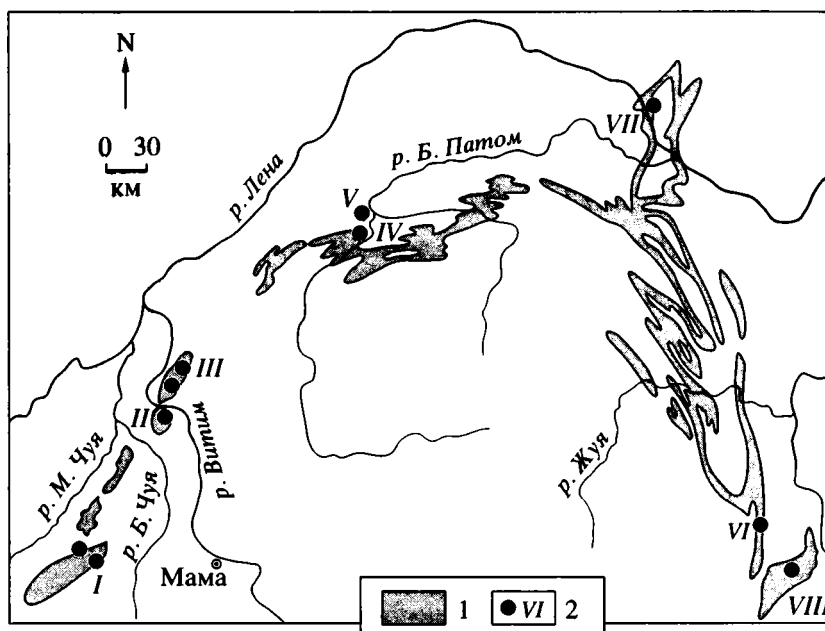


Рис. 1. Схема расположения местонахождений микрофоссилий в разрезах валюхтинской (I–V, VII) и сенской (VI, VIII) свит Патомского нагорья. 1 – контуры выходов валюхтинской и сенской свит; 2 – изученные разрезы свит: I – бассейн р. Малой Чуи (рр. Малая Калайка и Алекан), II – р. Витим, III – верхнее течение рек Пудрихи и Быстрой, IV – р. Большой Патом выше устья р. Челончен, V – р. Большой Патом ниже устья р. Челончен, VI – р. Бестях, VII – левый берег р. Лены против острова Тиннского, VIII – ручей Мокрый Кумах-Улах (бассейн р. Жуи).

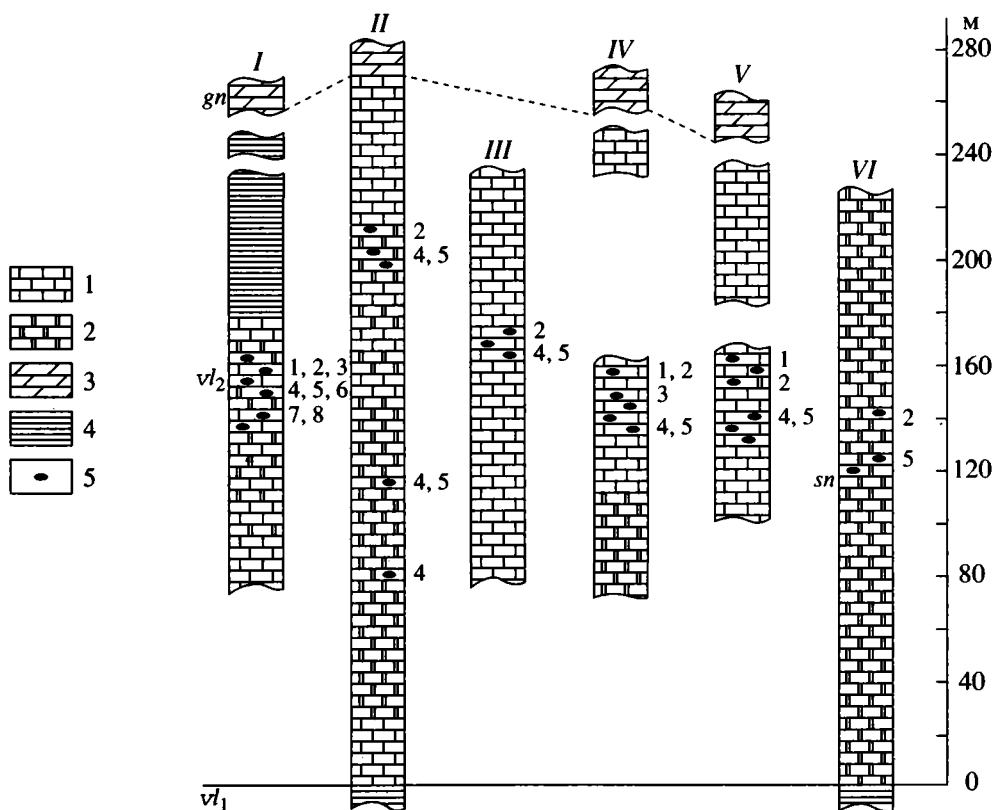


Рис. 2. Схематические разрезы верхней подсвиты валюхтинской (I–V) и сенской (VI) свит. Номера разрезов соответствуют их номерам на рис. 1. Цифры у колонок соответствуют номерам таксонов микрофоссилий на рис. 3. 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – мергели; 4 – терригенные породы; 5 – линзы кремней; vl_1 , vl_2 – нижняя и верхняя подсвиты валюхтинской свиты, gn – жербинская свита, sn – сенская свита.

1983). Строматолиты обеих групп – и байкалии и конофитоны – известны как в среднем, так и в верхнем рифее.

Позднее получены данные по органостенным микрофоссилиям из глинистых отложений валюхтинской свиты (Станевич, Файзулина, 1992). Описанная ассоциация включает таксоны широкого возрастного распространения – *Protosphaeridium* (Tim.) Stan., *Leiosphaeridia* (Eisenack) Downie et Sargeant, *Synsphaeridium* Eisenack, *Synplassosphaeridium* Tim. и др., а также эндемичные формы родов *Rosella* Stan., *Radiata* Stan., *Proteus* Stan., *Nucellosphaera* Stan., среди которых, по всей видимости, есть и артефакты (Головенко, Белова, 1995).

Таким образом, получение достоверных и убедительных палеонтологических данных, подтверждающих позднерифейский возраст валюхтинской свиты, остается насущной задачей.

Валюхтинская свита развита в пределах Приленской складчатой зоны, под которой обычно понимают полосу выходов отложений верхнего протерозоя (отчасти – нижнего палеозоя), расположенную между собственно Сибирской платформой и дугообразной цепью антиклинорных поднятий (Чуйского, Тонодского и Лонгдорского) более внутренних частей Патомского и Северо-Байкальского нагорий (Головенко, 1976). Зона в виде огромной дуги (более 700 км) простирается от р. Чаи на юго-западе через бассейн среднего и нижнего течения Большого Патомы на севере до озера Ничатка на юго-востоке. По Л.И. Салопу (Салоп, 1964) эта территория отвечает Приленской зоне позднепротерозойского Байкало-Патомского прогиба, от которой на северо-востоке отходит Уринская боковая ветвь (рис. 1).

В пределах Приленской складчатой зоны литолого-фациальные особенности и мощности отдельных свит рифейских и вендских отложений испытывают значительные изменения, особенно на юго-западном и юго-восточном крыльях, на которых резко сокращается и общая мощность разрезов (Головенко, 1976). На этом основании иркутские геологи выделяют в Приленской зоне ряд самостоятельных структурно-фациальных зон – Чуйскую, Челончено-Жуинскую, Уринскую, Ничатскую – что нашло отражение в решениях Всесоюзного стратиграфического совещания (Решения..., 1983).

Валюхтинская свита согласно залегает на карбонатных отложениях баракунской свиты и сложена серыми, темно-серыми и черными углеродсодержащими сланцами, алевролитами, песчаниками, разнообразными известняками и доломитами. Количественные соотношения между этими породами значительно изменяются и по разрезам и по площади. На этом основании валюхтинскую свиту расчленяют на две или три подсвиты, хотя такое расчленение достаточно условно и не всегда выдерживается. В Уринской зоне вместо нее выделяется даже ряд самостоятельных свит

(Решения..., 1983). Общая мощность валюхтинской свиты изменяется от 1000 до 1600–1800 м, достигая наибольших значений в северной части Приленской дуги, в пределах Челончено-Жуинской структурно-фациальной зоны.

В целом состав и строение валюхтинской свиты изменяются весьма закономерно. Наиболее ярко эти закономерности проявлены в Челончено-Жуинской и Уринской зонах, где выходы свиты на дневную поверхность имеют наибольшую площадь. В разрезах, расположенных в более внутренних частях Патомского нагорья, свита сложена почти исключительно терригенными породами. По мере движения к северу и северо-востоку, в сторону Сибирской платформы, в составе валюхтинской свиты все большую роль начинают играть карбонатные породы, представленные серыми и темно-серыми известняками и доломитами. В приплатформенных разрезах они слагают в кровле свиты мощную (до 300 м) самостоятельную толщу. Эта закономерность, по-видимому, выдерживается и в пределах Чуйской зоны в юго-западной части Приленской складчатой дуги.

Более сложная картина наблюдается в юго-восточной части дуги, в Ничатской структурно-фациальной зоне. В северо-западных разрезах (в так называемой Шараповской синклинали) карбонатная толща в кровле валюхтинской свиты отсутствует. Однако южнее и юго-восточнее ее место в разрезе рифейских отложений занимает сеньская свита, сложенная в основном доломитами с подчиненным количеством песчаных пород в основании. Эта свита обычно и сопоставляется с валюхтинской, хотя непосредственные взаимопереходы между ними и не наблюдались.

Описанная выше закономерность в изменении состава и строения валюхтинской свиты резко нарушается лишь в восточной, субмеридианальной ветви Челончено-Жуинской структурно-фациальной зоны. Здесь от низовьев р. Большого Патомы на севере до бассейна р. Жуи на юге в кровле свиты развита мощная (до 300–500 м) толща темно-серых песчаников и алевролитов. Характерно, однако, что в цементе этих пород, как правило, присутствуют карбонаты.

Карбонатные породы в кровле валюхтинской свиты представлены чередованием серых, темно-серых до черных известняков и доломитов. Последние обычно имеют более светлую окраску. Большинство карбонатных пород характеризуется обломочно-онколитовой структурой и массивной, реже слоистой текстурой. В отдельных прослоях наряду с мелкими оолитами, поперечник которых измеряется долями миллиметра, встречаются крупные пизолиты размером до 2 см и более. Величина обломков также различна – от песчаной размерности до уплощенных галек, достигающих нескольких сантиметров в длину.

Кремни в карбонатной толще верхов валюхтинской свиты развиты во всех приплатформен-

Тип CYANOPHYTA Порядок Oscillatoriales Семейство Oscillatoriaceae INCERTAE SEDIS				Диаметр клеток и нитей, мкм 5 10 15	рр. Алектан и М. Калайка	р. Витим	рр. Пудриха и Быстрая	р. Бол. Патом выше устья р. Челончен	р. Бол. Патом ниже устья р. Челончен	р. Бестях
1		Bifaria longula gen. et sp. nov.	▲	н	•		•	•		
2		Siphonomorpha aenigmatica gen. et sp. nov.	▲	н	•	•	•	•	•	
3		Obruchevella pusilla	▲	н	•		•			
4		Siphonophycus robustum	▲	н	•	•	•	•		
5		S. latum	▲	н	•	•	•	•	•	
6		Alekania golovenkini gen. et sp. nov.	▲	н	•					
7		A. dactylographica gen. et sp. nov.	▲	н	•					
8		Micrhystridium sp.	▲		•	•				

• 1

• 2

• 3



Рис. 3. Синописис валюхтинской микробиоты.

1 – единичные экземпляры; 2 – более десяти экземпляров; 3 – десятки и первые сотни экземпляров.

ных разрезах. Они встречаются в виде линз и линзовидных прослоев от 2–3 до 5–7 см мощностью и протяженностью от 20 см до 1 м и более. Кремни тонкозернистые, темноокрашенные – коричневатые, темно-серые, черные. При микроскопическом изучении видно, что почти все они имеют обломочно-оолитовую структуру. Микрофоссилии приурочены к обломкам, реже встречаются в цементе, но никогда – в слоистых оболочках онколитов.

СОСТАВ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВАЛЮХТИНСКОЙ МИКРОБИОТЫ

Таксономический состав микробиоты верхней части валюхтинской свиты и распределение микрофоссилий по разрезам показаны на рис. 2 и 3. В синописис (рис. 3) не включены данные А.М. Станевича и З.Х. Файзулиной (1992) по органостенным микрофоссилиям, а также наши данные по разрезам на р. Лене и ручье Мокрый Кумах-Улах

(бассейн р. Жуи, сеньская свита), где установлены только проходящие формы рода *Siphonophycus* (Schopf) Knoll.

В большинстве изученных разрезов валюхтинской свиты содержится устойчивая ассоциация нитевидных микрофоссилий: *Siphonophycus robustum* – *Siphonophycus latum* – *Siphonophycus aenigmatica* gen. et sp. nov. В отличие от первых двух видов, имеющих широкий географический и возрастной диапазон развития, *S. aenigmatica* установлена пока только в отложениях валюхтинской и сеньской свит. “Эндемичность” этих форм не позволяет использовать их при межрегиональных корреляциях. Однако характерная морфология, относительно крупные размеры и обилие в шлифах делают *S. aenigmatica* приметным членом валюхтинской микробиоты, а распространение на значительной площади в пределах Патомского нагорья позволяет использовать их для внутрирегиональной корреляции разрезов валюхтинской и сеньской свит.

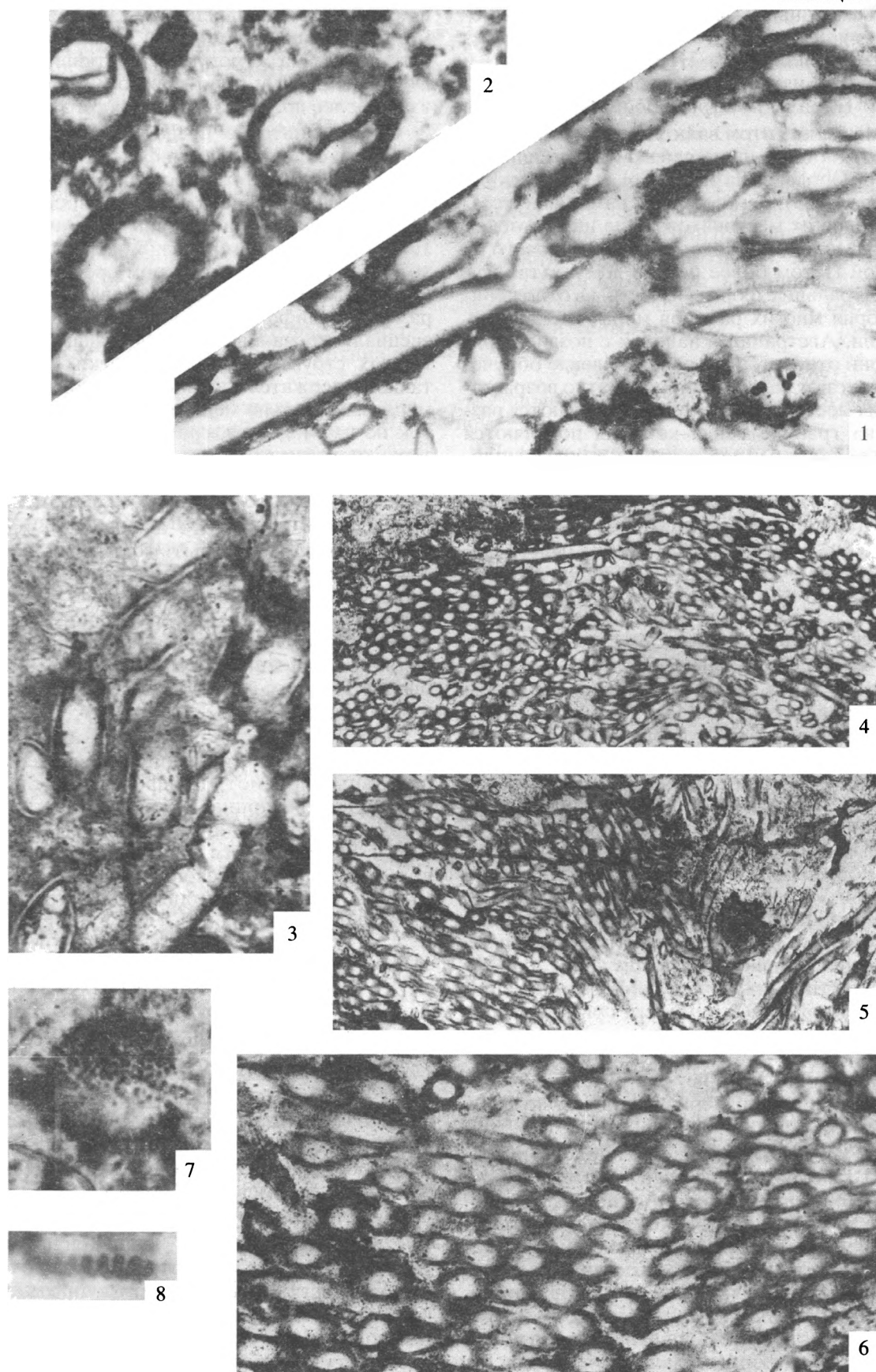
То же, хотя и в меньшей степени, относится и к своеобразным формам *Bifaria longula* gen. et sp.

Таблица I. Минерализованные микрофоссилии в кремнях валюхтинской свиты.

1–6 – *Siphonomorpha aenigmatica* gen. et sp. nov.

1 – голотип, шлиф № 418-в-10-1, увел. 250^х; 2 – поперечные срезы нитей, шлиф № 418-в-10-1, увел. 600^х; 3 – шлиф № А-13, увел. 300^х; 4, 5 – шлиф № 418-в-1, увел. 50^х; 6 – шлиф № 418-в-1, увел. 100^х. Все экземпляры происходят из типового местонахождения на левом берегу р. Большой Патом ниже устья р. Челончен. 7 – *Micrhystridium* sp.; 8 – *Obruchevella pusilla* Gol. et Bel.; шлиф № 487-2, увел. 1000^х, р. Алектан.

Таблица I



пов. Отсутствие их в ряде разрезов (рис. 3) может объясняться разными причинами, главная из которых, по-видимому, состоит в том, что эти микроорганизмы были редки. Нельзя не учитывать и недостаточную изученность части разрезов свит (по рекам Пудрихе, Быстрой, Бестяху).

Редким компонентом валюхтинской биоты являются и описанные ранее мелкие спиральные формы *Obruchevella pusilla* Gol. et Bel. (Головенко, Белова, 1983). Тем не менее, нами было установлено новое их местонахождение на р. Алекан (бассейн р. Малой Чуи), отстоящее от типового на р. Большой Патом более чем на 300 км (табл. 1, фиг. 8). Спиральные формы известны в отложениях докембрия многих районов мира – в Евразии, Гренландии, Австралии – начиная с позднего рифея, где они относительно редки. В венде обрубеллы достигают расцвета, многократно возрастает число их местонахождений, увеличиваются размеры, а на границе венда–кембрия появляются “гигантские” формы, неизвестные в более молодых отложениях (Головенко, Белова, 1995). Все это свидетельствует о высоком биостратиграфическом потенциале рода *Obruchevella* Reitl., который может быть использован для межрегиональной корреляции разрезов и определения возраста отложений. Находка очень мелких редких форм *O. pusilla* в двух удаленных друг от друга разрезах валюхтинской свиты позволяет оценивать ее возраст как позднерифейский.

Таким образом, в составе валюхтинской биоты среди таксонов, установленных более чем в одном местонахождении, можно условно выделить следующие категории микрофоссилий по степени их биостратиграфической значимости: 1. Пригодные для межрегиональной корреляции и определения возраста вмещающих отложений – *Obruchevella pusilla* Gol. et Bel. 2. Пригодные для внутрирегиональной корреляции разрезов валюхтинской и сеньской свит – *Siphonomorpha aenigmatica* gen. et sp. nov., *Bifaria longula* gen. et sp. nov. 3. Проходящие таксоны, не имеющие биостратиграфического значения – *Siphonophycus* div. Sp. Сюда же следует отнести и описанный А.М. Станевичем и З.Х. Файзулиной (1992) комплекс органостенных микрофоссилий из терригенных отложений валюхтинской свиты по рекам Жуе, Большому Патому, Большой Чуе, который состоит, в основном, из сфероморфных акритарх с широким возрастным распространением.

Помимо упомянутых выше, в синопсис (рис. 3) включены таксоны, установленные только в одном местонахождении – на р. Алекан. К сожалению, этот разрез валюхтинской свиты детально нами не изучался, отсюда в нашей коллекции имеется всего несколько образцов кремней и черных фосфоритов. В кремнях наряду с мелкими обрубеллами и другими характерными формами валюхтинской биоты, установлен единственный экземпляр акантоморфной акритархи (табл. 1,

фиг. 7). Сферическая оболочка 14 мкм в диаметре, покрытая тонкими короткими (1–2 мкм) шипиками, без внешней мембраны, скорее всего, может быть отнесена к роду *Micrhystridium* (Deflandre) Downie et Sarjeant и, по-видимому, является одной из наиболее древних находок форм этого рода.

Особый интерес представляют микрофоссилии, установленные в шлифах из образца известковисто-песчанистого фосфорита. Впервые минерализованные микрофоссилии из прослоев черного фосфорита были описаны Ю. Зангом (Zhang, 1989) в позднедокембрийской формации Доушанто Китая и отнесены автором предположительно к красным водорослям на основании их крупных размеров, дифференциации таллуса и наличия специализированных репродуктивных и вегетативных структур. В валюхтинских фосфоритах также содержатся слоистые формы, но их размеры значительно меньше, дифференциации клеток не наблюдается, специализированные структуры отсутствуют. Систематическая принадлежность этих форм, выделенных нами в новый род *Alekania* Golovenoc et Belova, gen. nov., неясна.

Несмотря на то, что алекации не могут, по крайней мере сейчас, быть использованы в биостратиграфических целях, их находка интересна вдвойне, так как, с одной стороны, представляет необычные формы микрофоссилий, а с другой – подтверждает, что докембрийские фосфориты должны стать еще одним объектом микропалеонтологических исследований, наряду с конкрециями кремней.

Ниже приводится описание новых таксонов, установленных в валюхтинской свите. Предварительный просмотр шлифов и обсуждение систематической принадлежности тех или иных форм микрофоссилий проводились совместно с В.К. Головенком; им же были предложены родовые названия “*Siphonomorpha*” и “*Alekania*”. Шлифы с микрофоссилиями хранятся в отделе геологии докембрия (ОГД) ВСЕГЕИ.

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ INCERTAE SEDIS

Род *Siphonomorpha* Golovenoc et Belova, gen. nov.

Типовой вид: *Siphonomorpha aenigmatica* Belova, gen. et sp. nov.

Диагноз. Нити большого диаметра, в нижней части цилиндрические, несептированные; в верхней – обильно ветвящиеся. Ответвления состоят из коротких сегментов. Оболочка слоистая. Нити образуют плотные дерновинки.

Описание. Крупные цилиндрические нити многократно разветвляются и образуют кисть в верхней части. Ветви состоят из коротких бочонковидных, овальных или округлых сегментов (клеток?). Нити могут быть пережаты в местах разветвлений. Оболочки толстые, слоистые. Как

правило, нити образуют дерновинки, но могут встречаться и в виде изолированных фрагментов.

Сравнение. Новый род не имеет сходства с известными родами докембрийских микрофоссилий.

Состав рода. Типовой вид.

Распространение. Верхний рифей Патомского нагорья.

Siphonomorpha aenigmatica Belova, gen. et sp. nov.

Табл. I, фиг. 1–6; рис. 4,а–4г, 4з

Название вида от *aenigmaticus* (лат.) – загадочный.

Голотип. ОГД ВСЕГЕИ, шлиф № 417-в-10-1; Восточная Сибирь, Патомское нагорье, р. Большой Патом ниже устья р. Челончен; верхний рифей, валюхтинская свита.

Описание. Цилиндрические полые нити диаметром 20–55 мкм (в среднем 32.3 мкм, $n = 359$) с толстыми дву-трехслойными стенками толщиной 2–7 мкм (в среднем 3.9 мкм, $n = 359$) многократно дихотомически разветвляются. В местах разветвления нить может быть пережата; в продольных и поперечных срезах этих мест видны косые перегородки (табл. I, фиг. 1, 2; рис. 4в, 4г). Ветви состоят из коротких бочонковидных, овальных или округлых сегментов (клеток?) 20–55 мкм шириной и 20–70 мкм длиной. Септы не наблюдаются, контакты между сегментами нечеткие.

Сравнение. В составе рода один вид.

Замечания. Описанные микрофоссилии морфологически наиболее близки формам рода *Gemphora* Skabitsch. современных кладовых зеленых водорослей (см. например, G. compta Skabitsch. – Виноградова и др., 1980). У последних таллом имеет вид нити с кистеобразным разветвлением на верхушке (рис. 4д). Ветвление геммифор очень своеобразное, оно начинается с вросания одной из клеток нити в оболочку нижележащей клетки (рис. 4е, 4ж). Ширина нитей колеблется от 11 до 40 мкм, длина клеток достигает 207 мкм. Оболочки толстые, слоистые. Нити плотно сомкнуты друг с другом и образуют дерновинки. Перечисленные признаки современной зеленой водоросли, включая размерные характеристики, более или менее уверенно можно проследить и у *Siphonomorpha aenigmatica*. Однако в ископаемом материале не наблюдается ни отчетливого клеточного строения нитей, ни органов размножения (споры, акинеты), ни ядер, присутствующих эвкарриотам. Отсутствуют также данные о том, была ли эта водоросль прикрепленной, как ее предполагаемый современный аналог.

Материал. Установлен только один полный таллом *Siphonomorpha aenigmatica*, состоящий из цилиндрической нити с отчетливо видимым разветвлением и образованием кисти в верхней части (табл. I, фиг. 1, 4, вверху). Как правило, в шлифах

наблюдаются скопления сегментов, по которым трудно восстановить форму таллома (табл. I, фиг. 3–6), фрагменты цилиндрических толстостенных нитей до 300 мкм длиной (табл. I, фиг. 5) или их поперечные срезы (табл. I, фиг. 2). Изучено более 1000 фрагментов талломов, в 53 шлифах из 46 образцов кремней. Сохранность различная, более чем у 300 экземпляров – хорошая.

Местонахождения. Восточная Сибирь, Патомское нагорье; р. Большой Патом в районе устья р. Челончен; бассейн р. Малой Чуи (рр. Малая Калайка и Алёкан); р. Витим; верхнее течение рек Пудрихи и Быстрой; верхний рифей, валюхтинская свита; среднее течение р. Бестях; верхний рифей, сеньская свита.

Род *Bifaria* Belova, gen. nov.

Типовой вид: *Bifaria longula* Belova, gen. et sp. nov.

Диагноз. Неветвящиеся нитевидные формы из двух рядов тесно сближенных овальных или округлых клеток, заключенные в чехол.

Описание. Клетки овальной или реже округлой формы расположены двумя параллельными тесно сближенными рядами. Размер клеток постоянен на всем протяжении нити. Длинные оси овальных клеток ориентированы перпендикулярно удлинению нити. Нить заключена в тонкий плотно прилегающий чехол.

Сравнение. Новый род морфологически наиболее близок к роду *Polysphaeroides* Hermann. Эти позднедокембрийские микрофоссилии имеют нитевидное строение, образованное многократно расположенными тесно сближенными сферическими клетками. *Bifaria* gen. nov. отличается отчетливым двурядным строением нити и наличием тонкого прилегающего чехла.

Состав рода. Типовой вид.

Распространение. Верхний рифей Патомского нагорья.

Bifaria longula Belova, gen. et sp. nov.

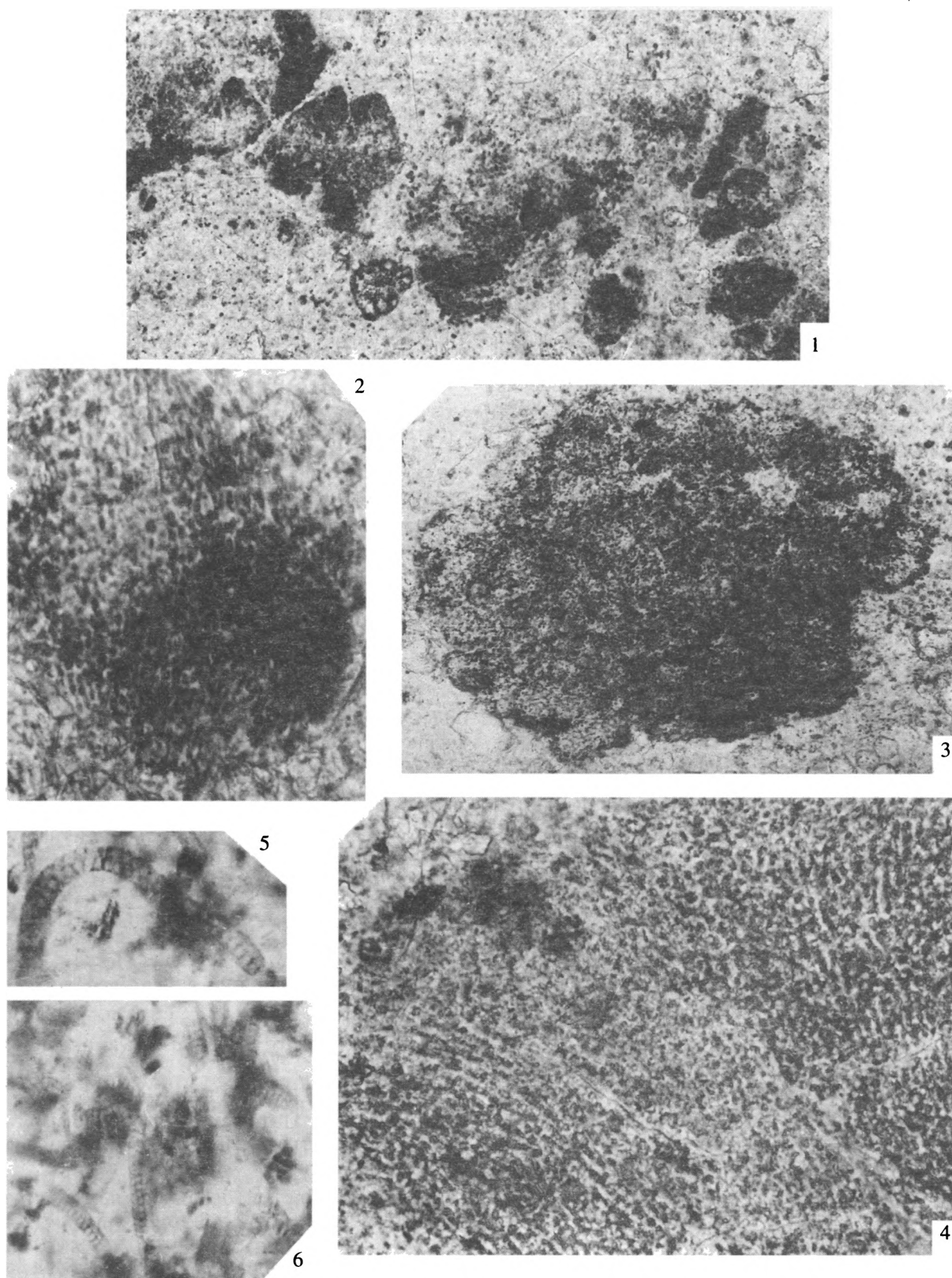
Табл. II, фиг. 5, 6; рис. 4и, 4к

Название вида от *longulus* (лат.) – длинноватый.

Голотип. ОГД ВСЕГЕИ, шлиф № А-13; Восточная Сибирь, Патомское нагорье, р. Большой Патом ниже устья р. Челончен; верхний рифей, валюхтинская свита.

Описание. Клетки овальной, реже округлой формы, размером от 2×3 до 3×3.5 мкм (в среднем 2.7×3.4 мкм, $n = 272$) плотно прижаты друг к другу и расположены двумя параллельными тесно сближенными рядами, образуя нить от 20–30 до 170 мкм длиной. Длинная ось овальных клеток перпендикулярна удлинению нити. Нити прямые или дугообразно изогнутые, заключены в тонкий

Таблица II



(около 1 мкм) плотно прилегающий чехол, иногда плохо различимый.

Сравнение. В составе рода один вид.

Замечания. Описанные микрофоссилии по своей морфологии напоминают спорангии некоторых видов цианобит рода *Chamaesiphon* Br. et Grun. В отдельных случаях экзоспоры у форм этого рода образуют нитевидные, в том числе двурядные агрегаты (см. например, *Ch. curvatus* f. *polysporinus* Schirsch. – Голлербах и др., 1953). В типовом местонахождении установлен единственный экземпляр *Bifaria longula*, имеющий наибольшее сходство с экзоспорами хамесифоновых цианобит. К сожалению, он расположен в шлифе на фоне разложившегося бурого органического вещества, из-за чего не удается получить удовлетворительный фотоснимок. Тем не менее, под микроскопом он хорошо различим даже при увеличении 200 $\times$. На зарисовке (рис. 4к) видно, что полая кольцеобразно изогнутая нить в верхней части слегка расширяется и содержит два ряда мелких овальных клеток. Видимое окончание нити закрыто, другое, по-видимому, оборвано. С учетом того, что кольцеобразная форма фоссилии вряд ли была прижизненной, сходство описанного экземпляра с экзоспорами хамесифоновых достаточно велико (Голлербах и др., 1953, рис. 89, 90). Однако, даже принимая во внимание описанную находку, сопоставление *Bifaria longula* с хамесифоновыми цианобитами остается чисто умозрительным, так как мы не наблюдали других стадий развития этого микроорганизма.

Материал. Несколько десятков фрагментов нитей различной сохранности, двадцать из них – хорошей, в трех шлифах из трех образцов.

Местонахождения. Восточная Сибирь, Патомское нагорье; р. Большой Патом в районе устья р. Челончен; р. Алкан; верхний рифей, валюхтинская свита.

Род *Alekania* Golovenoc et Belova, gen. nov.

Типовой вид *Alekania golovenkini* Belova, gen. et sp. nov.

Диагноз. Слоевидица различной формы состоят из многочисленных мелких клеток, расположенных неотчетливыми рядами.

Описание. Слоевидица бугристая, неправильная, веерообразная, полушаровидная состоят из множества удлинённых (овальных, палочковидных) или округлых клеток. Клетки расположены неотчетливыми рядами, возможно разветвляю-

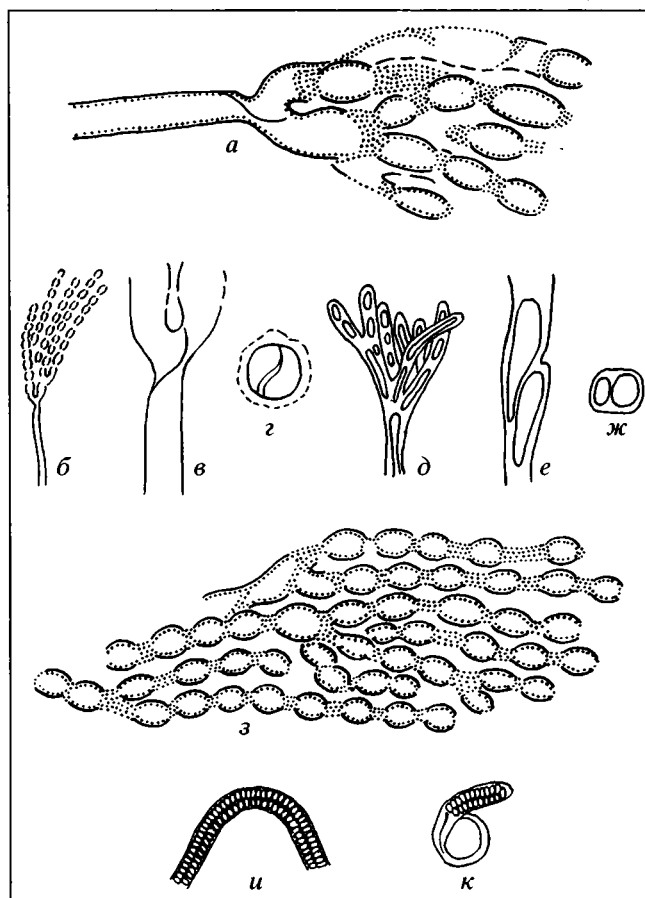


Рис. 4. Зарисовки наиболее характерных форм *Siphonomorpha aenigmatica* gen. et sp. nov. (a–z, z) и *Bifaria longula* gen. et sp. nov. (u, k). Современная зеленая водоросль *Gemmiphora compacta* Skabitsch. – общий вид таллома (d), продольный (e) и поперечный (ж) срезы таллома в месте разветвления (по Виноградовой, Голлербаху, Зауэру и др., 1980, с. 25, рис. 1).

щимися. Дифференциации клеток внутри слоевищ не наблюдается. Репродуктивные структуры неизвестны.

Сравнение. Общая морфология слоевищ сходна с таковой у позднедокембрийских микрофоссилий рода *Thallophyca* Zhang, установленных, как и валюхтинские формы, в конкрециях фосфоритов (формация Доушанто, Китай – Zhang, 1989). Однако значительно более мелкие размеры слоевищ и слагающих их клеток, а, главное, отсутствие дифференциации клеток, характерной для

Таблица II. Минерализованные микрофоссилии в фосфоритах (1–4) и кремнях (5, 6) валюхтинской свиты.

1–4 – *Alekania golovenkini* gen. et sp. nov.

1 – шлиф № 487-5-II, увел. 100 $\times$; 2 – голотип, шлиф № 487-5-IV, увел. 600 $\times$; 3 – шлиф № 487-5-II, увел. 200 $\times$; 4 – шлиф № 487-5-IV, увел. 600 $\times$. Все экземпляры из образца фосфорита, отобранного в верхнем течении р. Алкан. 5, 6 – *Bifaria longula* gen. et sp. nov.: 5 – голотип, шлиф № А-13, увел. 600 $\times$; 6 – скопление фрагментов нитей, шлиф № 418-в-10-1, увел. 300 $\times$. Все экземпляры происходят из типового местонахождения на левом берегу р. Большой Патом ниже устья р. Челончен.

Таблица III

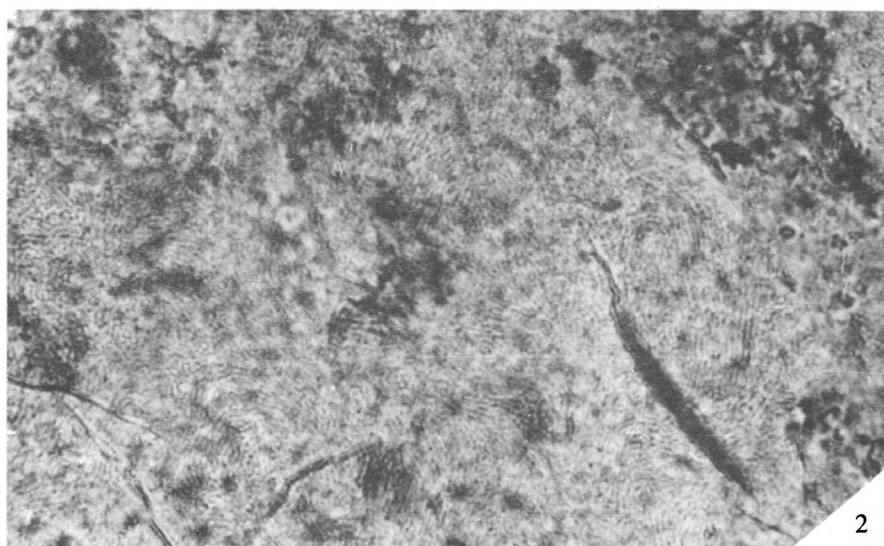
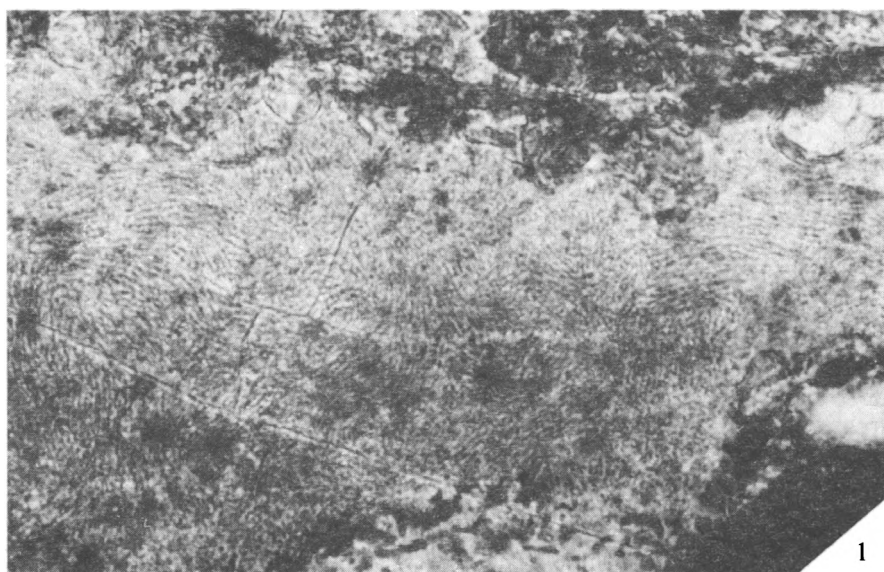


Таблица III. Минерализованные микрофоссилии в фосфоритах валюхтинской свиты.

1–3 – *Alekania dactylographica* gen. et sp. nov.; шлиф № 487-5-II, увел. 600 $\times$; 1 – голотип. Все экземпляры происходят из образца фосфорита, отобранного в верхнем течении р. Алкан.

талломов *Thallophyca*, не позволяют отнести описанные формы к этому роду.

Замечания. Строение талломов *Alekania* имеет сходство с современными энтофизалиевыми цианобитами рода *Chlorogloea* Wille, для которых характерно образование слоевищ с расположением клеток неавтономными рядами.

Распространение. Верхний рифей Патомского нагорья.

Состав рода: *Alekania golovenkini*, *A. dactylographica*.

Alekania golovenkini Belova, gen. et sp. nov.

Табл. II, фиг. 1–4

Название вида в честь В.К. Головенка.

Голотип. ОГД ВСЕГЕИ, шлиф № 487-5; Восточная Сибирь, Патомское нагорье, р. Алкан; верхний рифей, валюхтинская свита.

Описание. Слоевища различной формы – неправильные бугристые, веерообразные, полушаровидные. Морфологическое разнообразие слоевищ, по-видимому, связано отчасти с различным срезанием их плоскостью шлифа. Размеры (ширина и высота) колеблются в широких пределах: от первых десятков, до первых сотен микрон, но не превышают 300 мкм. Слоевища сложены множеством мелких удлиненных, реже округлых клеток, как правило, расположенных неотчетливыми радиальными, возможно разветвляющимися рядами (табл. II, фиг. 2, 4). Размеры овальных клеток от 1.2×1.5 до 3.0×3.5 мкм; палочковидных – от 1.2×2.5 до 3.0×6.0 мкм; диаметр округлых клеток около 3.0–3.5 мкм. Слоевища состоят из однотипных клеток, густота их расположения в пределах слоевища различна.

Сравнение. От *A. dactylographica* sp. nov. отличается формой слоевищ, меньшими их размерами и расположением клеток радиальными рядами.

Материал. Более двадцати слоевищ в двух шлифах из одного образца известковисто-песчаного фосфорита.

Местонахождение. То же, что у голотипа.

Alekania dactylographica Belova, gen. et sp. nov.

Табл. III, фиг. 1–3

Название вида от *dactylos* (греч.) – палец и *graphica* (лат.) – изображение.

Голотип. ОГД ВСЕГЕИ, шлиф № 487-5-1, Восточная Сибирь, Патомское нагорье, р. Алкан; верхний рифей, валюхтинская свита.

Описание. Широко распростертые слоевища неправильной формы сложены удлиненными

палочковидными клетками, расположенными неотчетливыми извилистыми, причудливо изогнутыми рядами, образующими рисунок, сходный с отпечатками пальцев. Слоевища достигают 500 мкм в поперечнике. Клетки 0.8–1.2 мкм шириной и 2.0–6.2 мкм длиной.

Сравнение. От типового вида отличается широко распростертые слоевищами неправильной формы. Более мелкие клетки *A. dactylographica* всегда имеют палочковидную форму и расположены не радиальными, а изогнутыми рядами.

Материал. Более десяти фрагментов слоевищ в двух шлифах из одного образца известковисто-песчаного фосфорита.

Местонахождение. То же, что у голотипа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградова К.Л., Голлербах М.М., Зауер Л.М. и др. Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 13. Зеленые водоросли. Л.: Наука, 1980. 247 с.
- Голлербах М.М., Косинская Е.К., Полянский В.И. Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 2. Синезеленые водоросли. М.: Сов. наука, 1953. 651 с.
- Головенко В.К. Литолого-геохимические особенности и условия образования теплогинской серии Байкальской горной области. М.: Недра, 1976. 144 с.
- Головенко В.К., Белова М.Ю. Находки обрубевелл в рифее Патомского нагорья и венде Южного Казахстана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 6. С. 1462–1464.
- Головенко В.К., Белова М.Ю. Микрофоссилии в биостратиграфии докембрия: методические вопросы изучения и практического использования // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 63–75.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть I (верхний докембрий, нижний палеозой). Новосибирск: СНИИГТИМС, 1983. 214 с.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Л.: Недра, 1964. 515 с.
- Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М.: Недра, 1992. 157 с.
- Шонф Дж., Дольник Т.А., Крылов И.Н. и др. Микрофоссилии в строматолитовых породах докембрия СССР // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 104–109.
- Schopf J.W., Dolnik T.A., Krylov I.N. et al. Six new stromatolitic microbiotas from the Proterozoic of the Soviet Union // Precambrian Res. 1977. V. 4. № 3. P. 269–284.
- Zhang Y. Multicellular thallophytes with differentiated tissues from Late Proterozoic phosphate rocks of South China // Lethaia. 1989. V. 22. P. 113–132.

Рецензенты В.Н. Сергеев, М.А. Семихатов

УДК 551.736.3/761.1:551.35(5)

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ТРИАСА И ЕЕ КОРРЕЛЯЦИЯ В МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ. СТАТЬЯ 1. ПОГРАНИЧНЫЕ РАЗРЕЗЫ ТЕТИСА

© 1999 г. А. А. Шевырев

Палеонтологический институт РАН,
117647 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 20.10.97 г.

В Тетической области триас начинается с аммонитовой зоны *Otoceras woodwardi*, более 100 лет назад принятой за основание этой системы. Рассмотрены пограничные слои Закавказья, Ирана, Западного Пакистана, Кашмира, Центральных Гималаев, Южного Китая и Таиланда. В разрезах Палео-Тетиса хорошо представлены верхи перми, охарактеризованные паратиролитами или псевдотиролитами. В разрезах Нео-Тетиса *Otoceras* часто появляется вместе с родом *Orhiceras* и в ассоциации с конодонтами *Hindeodus parvus*.

Ключевые слова. Верхи перми, низы триаса, разрезы Тетиса, фаунистические комплексы, аммонитовые зоны.

Границы геологических систем, как важнейшие рубежи в истории Земли, всегда привлекали к себе повышенное внимание. Пермско-триасовая граница при этом неизменно вызывает особенно жгучий интерес, поскольку она совпадает с переходом от палеозоя к мезозою – одним из наиболее драматических моментов в эволюции биосферы. В последнее время вокруг нее разгорелись жаркие споры, которые выявили довольно широкий спектр взглядов и оценок, касающихся ее стратиграфического положения и корреляции. Некоторые исследователи, и прежде всего специалисты по аммоноидеям, пытаются отстоять в этих дебатах традиционное проведение пермско-триасовой границы в основании отоцеровых слоев (таблица). Их оппоненты, приводя различные доводы, предлагают опустить рассматриваемую границу до основания дорашамского яруса или, наоборот, поднять ее до подошвы офицеровых слоев, основания верхнего инда и даже оленека. Особенно большую активность проявляют при этом те геологи, которые настаивают на проведении нижней границы триаса в основании конодонтовой зоны *Hindeodus parvus*. По существу они пытаются подменить аммонитовый стандарт, более столетия служивший фундаментом триасовой биостратиграфии, конодонтовой схемой.

Вопрос о пермско-триасовой границе приобрел такую остроту, что в 1981 г. Международная подкомиссия по триасовой стратиграфии организовала специальную рабочую группу с целью определения нижней границы триаса и выбора для нее глобального стратотипического разреза и точки.

Интересна эволюция взглядов этой группы. Опрос, проведенный в 1984 г., показал, что подавляющее ее большинство (16 из 18 человек) определенно склоняется к признанию нижней границы триаса в основании отоцеровых слоев. Однако 10 лет спустя лишь два члена группы отдали свои голоса за эту границу, а 13 рассматривали появление *H. parvus* как начало триаса, причем Мейшань в китайской провинции Чжэцзян оказался единственным разрезом, рекомендованным группой в качестве глобального стратотипа и точки для границы перми и триаса, хотя в августе 1993 г., т.е. годом раньше, как возможные кандидаты на эту роль рассматривались еще три разреза: Шанси (провинция Сычуань), Селон (Южный Тибет) и

Альтернативные точки зрения на положение границы перми и триаса

Оленек			6
Инд	Верхний		5
	Нижний	Офицеровые слои	4
		Отоцеровые слои	3
Дорашам (чансин)			1
Джультфа			

1–6 – положение границы: 1 – Сократов, 1982; 2 – Nakazawa et al., 1980; Dagys, Dagys, 1988; Tozer, 1988, 1994; Шевырев, 1990; 3 – Kozur et al., 1996; Yin et al., 1996; 4 – Bhatt, Arora, 1984; Li et al., 1989; 5 – Newell, 1988; 6 – Waterhouse, 1978.

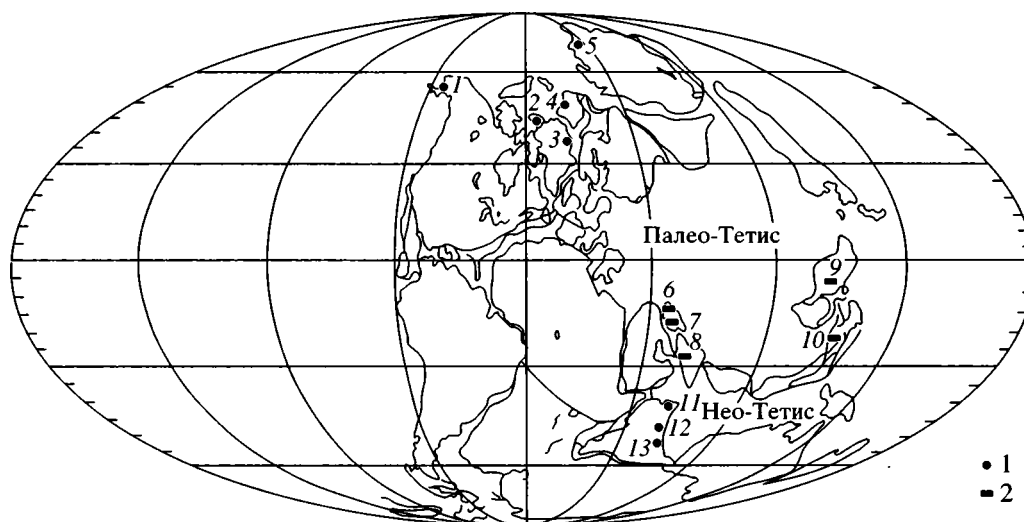


Рис. 1. Местонахождения ключевых аммонитов пермо-триаса на палинспастической карте (Scotese, McKerrow, 1990).

1 – *Otoceras*, 2 – *Paratirolites*, *Pseudotirolites*. Цифры на карте: 1 – Аляска, 2 – о-ва Аксель-Хейберг и Элсмир, 3 – Восточная Гренландия, 4 – Шпицберген, 5 – Восточное Верхоянье, 6 – Закавказье (Джультфа), 7 – Северо-Западный Иран (Кухе-Али Баши), 8 – Центральный Иран (Абаде), 9 – Южный Китай (Мейшань, Шанси), 10 – Северный Таиланд, 11 – Кашмир, 12 – Южный Тибет (Селон), 13 – Центральные Гималаи (Спити, Паинкханда, Непал).

ущелье Гурюл (Кашмир). Предложение китайского проф. Иня (Yin, 1985, 1993) использовать *H. parvus* как руководящий вид базального триаса получило энергичную поддержку Коцура (Kozur, 1994), работающего в Будапеште, Рейчел и Ричарда Полла (Paull, Paull, 1994) из университета Висконсин-Милуоки в США. В ряды сторонников конодонтовой границы для триаса перешли и некоторые из тех российских исследователей, которые еще совсем недавно отстаивали аммонитовый стандарт, как, например, Ю.Д. Захаров (Kozur et al., 1996).

В этой связи следует напомнить историю установления нижней границы триасовой системы в морских отложениях. Немногим более 100 лет назад Грисбах (Griesbach, 1880), проводивший геологические исследования в Центральных Гималаях Индии, обнаружил в скале Шалшал, около перевала Нити (Паинкханда), выше пермских продуктовых сланцев Кулинг слои со своеобразными аммонитами, которых он отнес к новым родам *Otoceras* и *Ophiceras*, а заключающие их отложения назвал отоцеровыми слоями, при этом рассматривая их как базальную часть триаса.

В начале XX века на страницах немецких геологических журналов развернулась оживленная дискуссия о возрасте отоцеровых слоев. Ее инициатором явился Нётлинг (Noetling, 1900, 1904). Ошибочно отождествив *Episagaceras dalailamae* Diener из отоцеровых слоев Гималаев с *E. wupnei* Waagen из верхних продуктовых известняков Соляного кряжа, он пришел к выводу об одновозрастности включающих отложений и при-

надлежности отоцеровых слоев к перми. Против этого мнения решительно выступил Динер (Diener, 1901, 1905), который в качестве аргументов в пользу триасового возраста отоцеровых слоев использовал присутствие в них настоящих триасовых цератитов и двустворок при полном отсутствии пермских брахиопод. К этому же мнению позже присоединился Спат (Spath, 1934), и на протяжении последующих 50 лет триасовый возраст отоцеровых слоев не подвергался сомнению.

В 80-е годы поиски глобального стратотипа для основания триаса снова привлекли внимание к этому рубежу и вызвали новую волну споров. Я уже приводил те варианты границы, которые предлагают разные исследователи (см. таблицу). Основные возражения против проведения границы в основании отоцеровых слоев можно свести к следующим положениям: 1) отоцератиды – последние потомки пермских араксотератид, а офицератиды трудно отличимы от их пермских предков – ксенодисцид; 2) местонахождения отоцератид довольно редки и притом пространственно отделены от местонахождений араксотератид и паратириолитов; 3) судя по конодонтам, нижняя часть отоцеровых слоев соответствует паратириолитовым слоям, т.е. относится к перми. Отсюда делается вывод, что традиционная граница нижнего триаса не совпадает с началом решающего фаунистического обновления, которое произошло позже, и не может служить глобальной демаркационной линией между пермью и триасом.

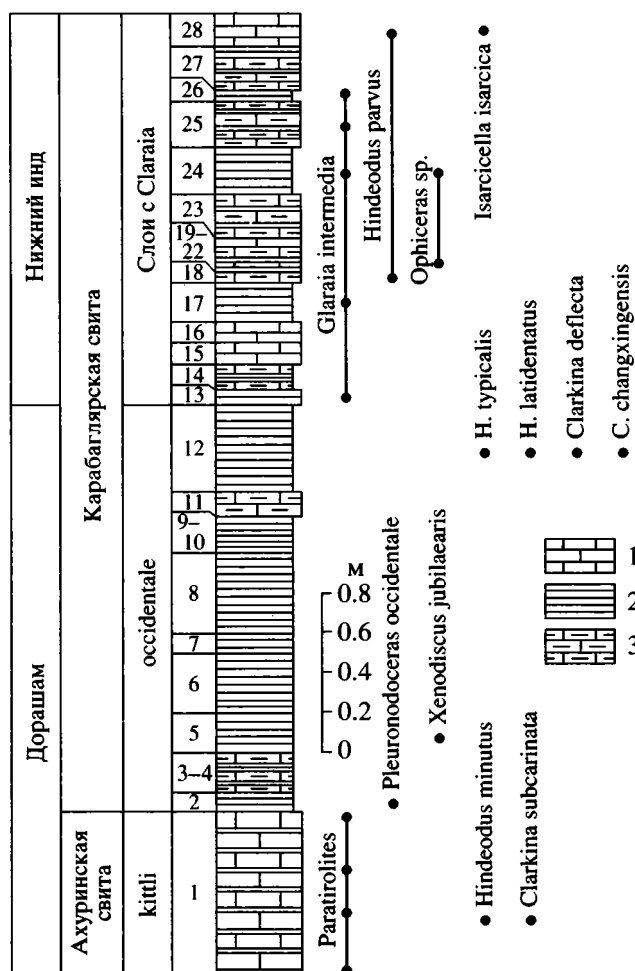


Рис. 2. Разрез пограничных отложений перми и триаса в Джульфинском ущелье, около разъезда Дорашам-2 (Захаров, 1985; Захаров, Рыбалка, 1987; Zakharov, 1988).

1 – известняки; 2 – аргиллиты (глинистые сланцы); 3 – мергели.

Действительно, *Otoceras* – последний представитель той ветви цератитов, которая берет начало в перми. По-видимому, он является прямым потомком рода *Julfotoceras* из паратиролитовых слоев Ирана (Bando, 1973). Эти два рода соединяет непрерывный филогенетический ряд: *Julfotoceras tarazi*–*Otoceras concavum*–*O. woodwardi*. В известной мере указанная последовательность имеет гипотетический характер, поскольку ее до сих пор не удалось проследить в каком-либо конкретном разрезе.

Хотя офицератиды из отоцеровых слоев по форме раковины и строению лопастной линии сильно напоминают пермских ксенодисцид, они принципиально отличаются от них иным характером онтогенеза (Шевырев, 1990). Если у ксенодисцид усложнение линии идет за счет образования дополнительной внутренней боковой лопасти, то у

офицератид линия развивается путем образования умбональных лопастей. Эти различия в онтогенезе рассматриваемых аммоноидей почему-то не смогли увидеть ни Ньюэлл (Newell, 1988, рис. 7), ни китайские палеонтологи (Yang et al., 1996, рис. 3.5), слишком завороченные внешним сходством лопастных линий ксенодисцид и офицератид.

Определенные трудности в трассировании нижней границы триаса создает географическая разобщенность паратиролитовых (псевдотиролитовых) и отоцеровых слоев. Отложения с паратиролитами (или псевдотиролитами) известны в южных бассейнах Палео-Тетиса, а отложения с *Otoceras* распространены в Бореальной области и бассейнах Нео-Тетиса (рис. 1). В настоящее время мы не знаем ни одного бесспорного разреза, в котором паратиролитовые (псевдотиролитовые) и отоцеровые слои находились бы в прямом контакте. Тем не менее, попытки Коцура (Kozur, 1989, 1994) хотя бы частично коррелировать их кажутся неубедительными, поскольку паратиролитовые слои содержат типичный комплекс пермских аммонитов, которых нет в отоцеровых слоях, а *Otoceras* по сложности лопастной линии заметно превосходит своих предков из паратиролитовых слоев.

Считая, что граница перми и триаса проходит между указанными слоями, перейдем к рассмотрению конкретных тетических разрезов, в которых они представлены наиболее полно.

ЗАКАВКАЗЬЕ

Закавказье с начала нашего столетия привлекало к себе внимание исследователей, как район с возможной непрерывной последовательностью морских отложений от перми к триасу. Наиболее полно эти отложения развиты в Джульфинском ущелье Нахичевани, между разъездами Дорашам-1 и Дорашам-2, где они представлены верхами ахуринской и низами карабаглярской свит (рис. 2). Здесь обнажаются:

1. Известняки кирпично-красные с тонкими прослоями бурых аргиллитов (4.0 м). В этой пачке, завершающей ахуринскую свиту, найдены табуляты, ругозы, брахиоподы, аммониты *Paratiroles kittli* Stoyanow, *P. waageni* (Stoyanow) и др., а также конодонты *Clarkina subcarinata* (Sweet), *Hindeodus minutus* (Ellison) и формы, переходные к *H. parvus* (Kozur et Pjatkova) (Коцур и др., 1978; Котляр и др., 1984; Захаров, 1985; Захаров, Рыбалка, 1987).

2–12. Аргиллиты красно-бурые с прослоями серовато-бурых мергелей (2.0 м), образующие основание карабаглярской свиты. В самых нижних слоях ее найдены аммониты *Pleuronodoceras occidentale* Zakharov, в слое 5 (в 0.4 м от основа-

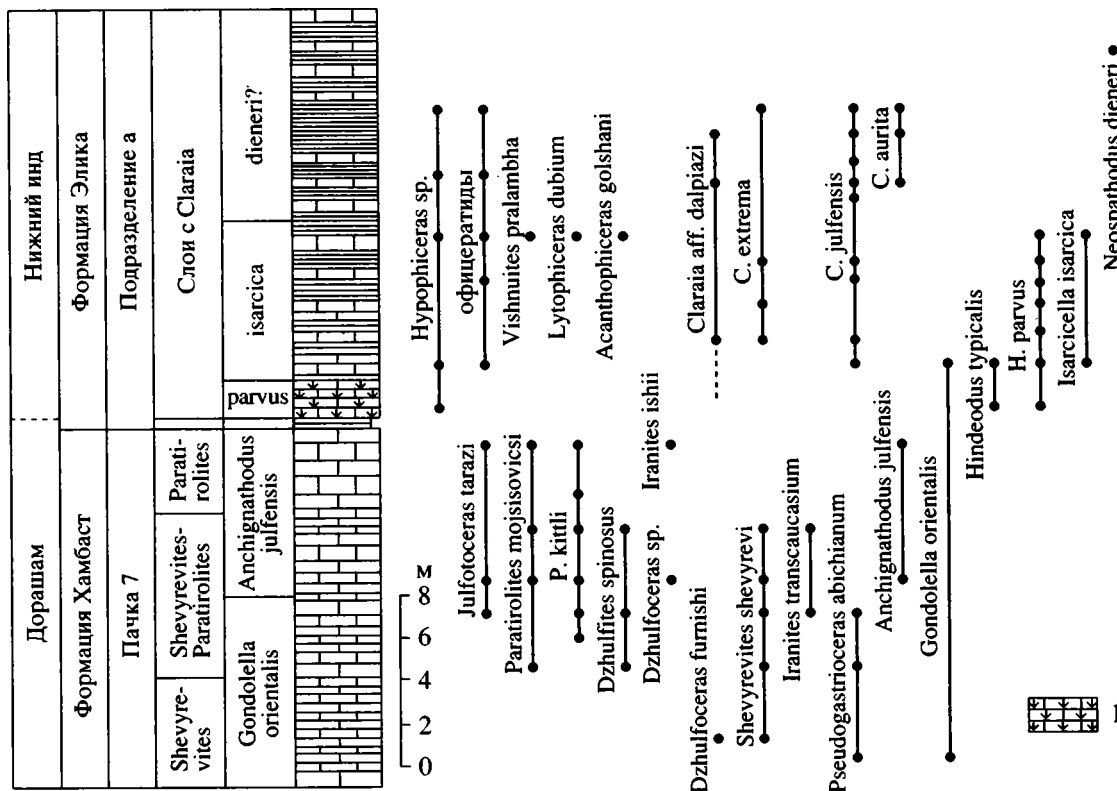


Рис. 3. Разрез пограничных отложений перми и триаса в Центральном Иране, около Абаде (Taraz, 1969, 1971; Bando, 1979; Iranian-Japanese Research Group, 1981).

1 – строматолитовые известняки. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2.

ния) – *Xenodiscus jubilaearis* Zakharov, в самых верхних слоях – конодонты *Hindeodus typicalis* (Sweet), *H. latidentatus* (Kozur, Mostler et Rahimi-Yazd), *Clarkina changxingensis* (Wang et Wang).

13–27. Аргиллиты желтовато-зеленые, мергели зеленовато-серые и известняки светло-серые (2.0 м) с *Claraia intermedia* Bittner на разных уровнях. В слое 18 (0.65 м от основания пачки) найдены конодонты *H. parvus*, в слоях 21 и 24 (0.75 и 1.3 м от основания) – *Orphiceras* sp.

28. Известняки светло-серые, массивные (0.17 м), с *H. parvus*, *Isarcicella isarcica* (Huckriede).

Ю.Д. Захаров (Zakharov, 1988) включил пачки 2–12 в состав своей новой зоны *Pleurogonodoceras occidentale*, которую отнес к самым верхам перми. Следует отметить, что руководящий вид этой зоны отличается от типичных китайских представителей рода *Pleurogonodoceras* отсутствием краевых бугорков. Его родовая принадлежность остается сомнительной. Однако *X. jubilaearis*, другой вид аммонитов из указанной зоны, определенно свидетельствует о ее пермском возрасте. В нижней части кларайевых слоев аммониты не обнаружены. На этом уровне вместе с кларайями найдены

конодонты *H. parvus*. Выше появляются аммониты из рода *Orphiceras* и конодонты *I. isarcica*.

ИРАН

Разрезы, близкие к закавказским, находятся на северо-западе Ирана, в горах Кухе-Али Баши, в 8 км к югу от разъезда Дорашам-2. Один из них был изучен в 1967–1968 гг. Д.Л. Степановым вместе с иранскими геологами (Stepanov et al., 1969). Летом 1968 г. в этом же районе провели полевые исследования Тейхерт и Каммел, изучившие четыре пограничных разреза (Teichert et al., 1973). Здесь на красных паратириолитовых известняках (3.6 м) с аммонитами *Paratirolites waageni*, *P. veditensis* Shevrev, *Abichites mojsisovicsi* (Stoyanow), *Julfoceras tarazi* Bando и др., брахиоподами *Araxathyris araxensis minor* Grunt, *Spinimarginifera* sp. и др., ругозами *Pleramphiplexus monimum* Iljina, *Plerophyllum* sp. без видимых следов перерыва залегают пурпурные и фиолетовые мергельные сланцы (1.3 м), розовые и желтоватые плитчатые известняки, чередующиеся с мергельными сланцами (2.0 м), пестроокрашенные известняки, чередующиеся с прослоями мергельных сланцев (6.5 м), содержащие двустворок *Claraia stachei* Bittner и *C. clari* (Emmrich).

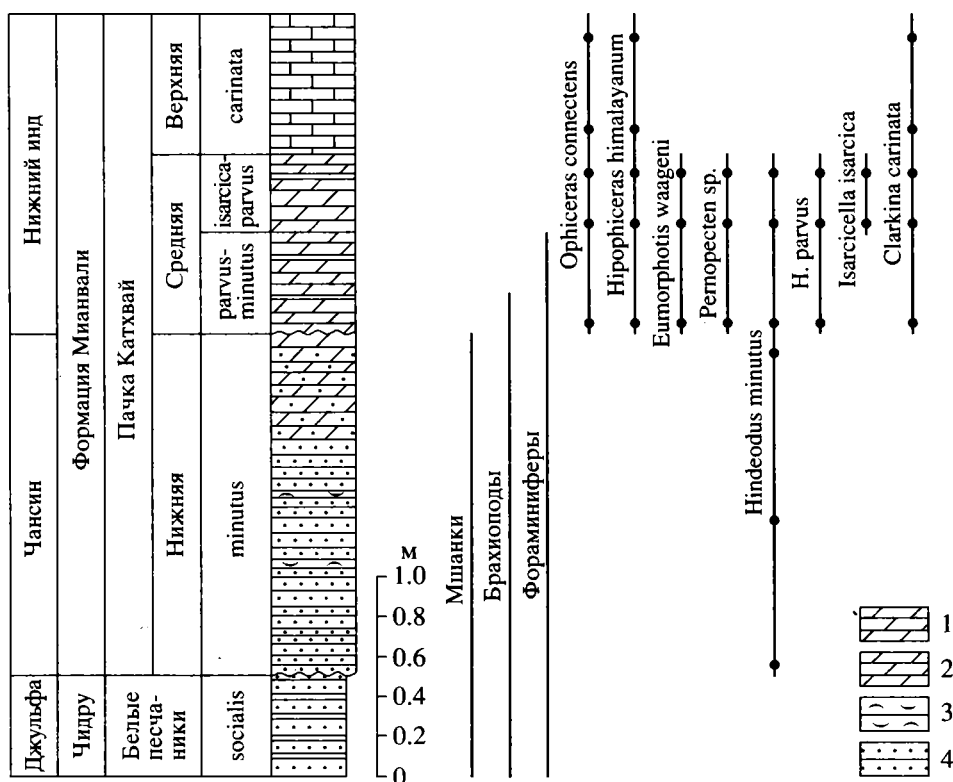


Рис. 4. Разрез пограничных отложений перми и триаса в Соляном кряже (Pakistani-Japanese Research Group, 1985).

1 – доломиты; 2 – песчанистые доломиты; 3 – ракушечники; 4 – песчаники. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2.

Мощный разрез морских отложений верхней перми и нижнего триаса был открыт в 1967 г. и описан позже сотрудником Геологической службы Ирана Таразом (Taraz, 1969, 1971) около Абаде (Центральный Иран), в 1000 км к юго-востоку от Джульфы. В 1972–1975 гг. детальное изучение в этом районе провела ирано-японская группа (Iranian-Japanese Research Group, 1981).

Верхнепермские отложения образованы здесь сланцево-карбонатной толщей, которая заканчивается буровато-красными известняками формации Хамбаст. Эти известняки составляют пачку 7 мощностью 17 м (рис. 3). Она расчленяется на три аммонитовые зоны: Shevyrevites (5 м), Shevyrevites-Paratirolites (8 м) и Paratirolites (4 м). В двух последних зонах найдены представители рода *Julphotoceras* – прямого предка рода *Otoceras* (Bando, 1973, 1979). В этой же пачке установлены две конодонтовые зоны: *Gondolella orientalis* и *Anchignathodus*(=*Hindeodus*) *julfensis*. Граница между ними проходит внутри аммонитовой зоны *Shevyrevites-Paratirolites*.

Паратиролитовые слои перекрываются толщей нижнетриасовых известняков и глинистых сланцев формации Элика. Нижняя часть этой толщи (подразделение а) состоит из желтоватых и сероватых известняков и сланцев мощностью 90 м. Ее основание образуют зеленовато-серые

или желтовато-серые, частично розоватые немые сланцы (0.1–0.3 м), с включениями одиночных строматолитов. Выше они сменяются строматолитовыми известняками (1.3–1.8 м) с *Hypophiceras* sp., *Claraia* aff. *dalpiazii* Leonardi, *Hindeodus typicalis* (Sweet), *H. parvus* (Kozur et Pjatkova). Основную часть рассматриваемого подразделения образуют темно- или светло-серые тонкослоистые известняки и зеленоватые глинистые сланцы. Из горизонта в 9.5 м выше основания триасовой толщи собраны “*Vishnuites*” *pralambha* Diener, *Ophiceras dubium* Spath (Bando, 1979). На разных уровнях встречены двустворки и конодонты. На распределении последних основаны зоны *parvus* и *isarcica*.

ЗАПАДНЫЙ ПАКИСТАН

Многие лито- и биостратиграфические черты пограничных отложений в данном районе долгое время оставались неясными. В 60-е годы их изучением занимались Каммел и Тейхерт (Kummel, Teichert, 1966, 1970; Kummel, 1970), уделившие большое внимание верхнепермской формации Чидру и пачке Катхвай из триасовой формации Мианвали. Детальное исследование провела здесь в 1975–1979 гг. пакистано-японская группа (Pakistani-Japanese Research Group, 1985). В верхах

формации Чидру она собрала комплекс брахиопод с *Oldhamina decipiens* Koninck, *Richthofenia lawrenciana* Koninck, *Enteles socialis* Reed, *Whitspakia acutangula* (Waagen) и выделила слои с этим комплексом в зону *socialis*, которую отнесла к джультинскому ярусу (рис. 4).

Пачку Катхвай пакистано-японская группа разделила на три части. Нижняя часть сложена доломитами, доломитизированными известняками и известковистыми песчаниками, с прослоями ракушечников, состоящих из обломков брахиопод, иглокожих и мшанок. Мощность ее меняется от 0 до 1.6 м. В этой части найдены брахиоподы *Enteles* sp., *Orthothetina* cf. *arakeljani* Sokolskaya, *Ombonia* sp., *Lyttonia* sp., *Crurithyris*? *extinis* Grant и др., фораминиферы *Globivalvulina* sp., *Nodosaria* sp., *Pachyphloia* sp., *Reichelina* sp., мшанки *Dyscritella*? sp., *Fistulipora* sp., фенестеллиды. Здесь же обнаружены очень редкие конодонты *H. minutus*, позволяющие условно отнести эти слои к зоне *minutus*.

Средняя часть пачки, мощность которой от 0.8 до 1.5 м, состоит из рыжевато-коричневых или оранжевых массивных или тонкослоистых доломитов с прослоями бледно-зеленых аргиллитов. Здесь встречаются мелкие фораминиферы *Hemigordius* sp., *Staffella* sp., *Pachyphloia* sp., *Paradagmarita* sp. и др., двустворки *Eumorphotis waageni* (Hauer) и *Pernopecten* sp., конодонты *Hindeodus minutus*, *H. parvus*, *Isarcicella isarcica* и *Clarkina carinata*, определяющие зону *parvus-isarcica*. Позже эта зона была разделена на две: *parvus-minutus* и *isarcica-parvus* (Nakazawa, 1993). Из нее, по-видимому, происходит *Hypophiceras himalayana* (Griesbach), найденный Каммелом и Тейхертом.

Верхняя часть пачки Катхвай изменчива по своему литологическому составу и мощности. В разрезе Нармия (хребет Сургхар) она состоит исключительно из слоистых известняков мощностью 0.7 м. В Чидру, где ее мощность достигает 3.6 м, она сложена чередующимися доломитами и глинистыми сланцами внизу и тонкослоистым чередованием песчаников и сланцев с прослоями известняков сверху. В других разрезах низы этой части представлены доломитами, а верхи – известняками общей мощностью 1.8–2.3 м. Из конодонтов здесь известна *Clarkina carinata*. В средней и верхней частях пачки найдены *Ophiceras connectens* Schindewolf и *Ophiceras* sp.

КАШМИР

Обнажение в ущелье Гурюл, восточнее Сринагара, считается одним из возможных претендентов на роль стратотипического разреза и точки для нижней границы триаса. Его изучение началось еще во второй половине прошлого – начале

нынешнего века и после долгого перерыва возобновилось лишь в 1969 г. совместными усилиями японских и индийских геологов, которые в течение ряда лет проводили здесь детальные исследования (Nakazawa et al., 1975; Nakazawa, 1981, 1993; Nakazawa, Капоор, 1981; Капоор, 1992, 1996).

Пермь заканчивается в этом ущелье формацией Зеван, которая делится на четыре литологические пачки. Верхняя из них (пачка D, слои 32–46) состоит из глинистых песчаников, песчаных известняков и сланцев мощностью 18.2 м (рис. 5). Венчает эту пачку слой коричневых песчаных известняков мощностью 2.9 м. На некоторых уровнях обнаружены массовые скопления двустворок *Pernopecten* cf. *subovalis* (Waagen), *Etheripecten haydeni* Nakazawa, *Cyrtorostra* aff. *lunwalensis* (Reed) и др., гастропод *Bellerophon branfordianus* Waagen, *Retispira ornatissima* Waagen и брахиопод *Linoproductus* cf. *lineatus* (Waagen), *Waagenoconcha* sp. Фораминиферы и мшанки редки. Из средней части пачки (слой 43) определены конодонты *Clarkina carinata* и *Ellisonia triassica*. В этом же слое найден аммонит *Xenaspis* sp.

Возраст верхней пачки формации Зеван из-за отсутствия руководящих ископаемых остается неопределенным. Ее относят либо к верхам джульты – низам дорашама (Nakazawa et al., 1975, табл. 13), либо к чансину (Nakazawa, 1993, рис. 10; Капоор, 1996, табл. 8.1).

Вышележащая формация Хунамух образована чередованием известняков и глинистых сланцев. Она делится на несколько пачек с различным соотношением пород. Нижняя пачка E (слои 47–70) состоит из сланцев с прослоями известняков общей мощностью 18.6 м. Она расчленяется на три части, различающиеся характером сланцев.

Нижняя часть E₁ (слои 47–51) представлена темно-серыми и черными глинистыми сланцами с тонкими прерывающимися слоями известняков мощностью 2.6 м. В сланцах встречаются мелкие пермские брахиоподы *Linoproductus* cf. *lineatus* (Waagen), *Dissochonetes morahensis* (Waagen), *Waagenoconcha purdoni* (Waagen), *Marginifera himalayensis* Diener и др., двустворки *Etheripecten haydeni* Nakazawa, E. cf. *hiemalis* (Salter), *Cyrtorostra* aff. *lunwalensis* (Reed), *Claraia bioni* Nakazawa, редкие фораминиферы *Nodosinella longissima* M.-Maclay, *Lunucammia* sp., немногочисленные и плохо сохранившиеся конодонты *Clarkina carinata*, *Hindeodus typicalis*, неопределенные аммониты (ксенодисциды или офицератиды, возможно, *Hypophiceras*). Эта часть разреза выделена в зону *Hypophiceras*?

Средняя часть E₂ (слои 52–59, мощность 6.1 м) сложена черными и темно-серыми плитчатыми сланцами, чередующимися с прослоями известняков, в которых найдены двустворки *Eumorphotis*

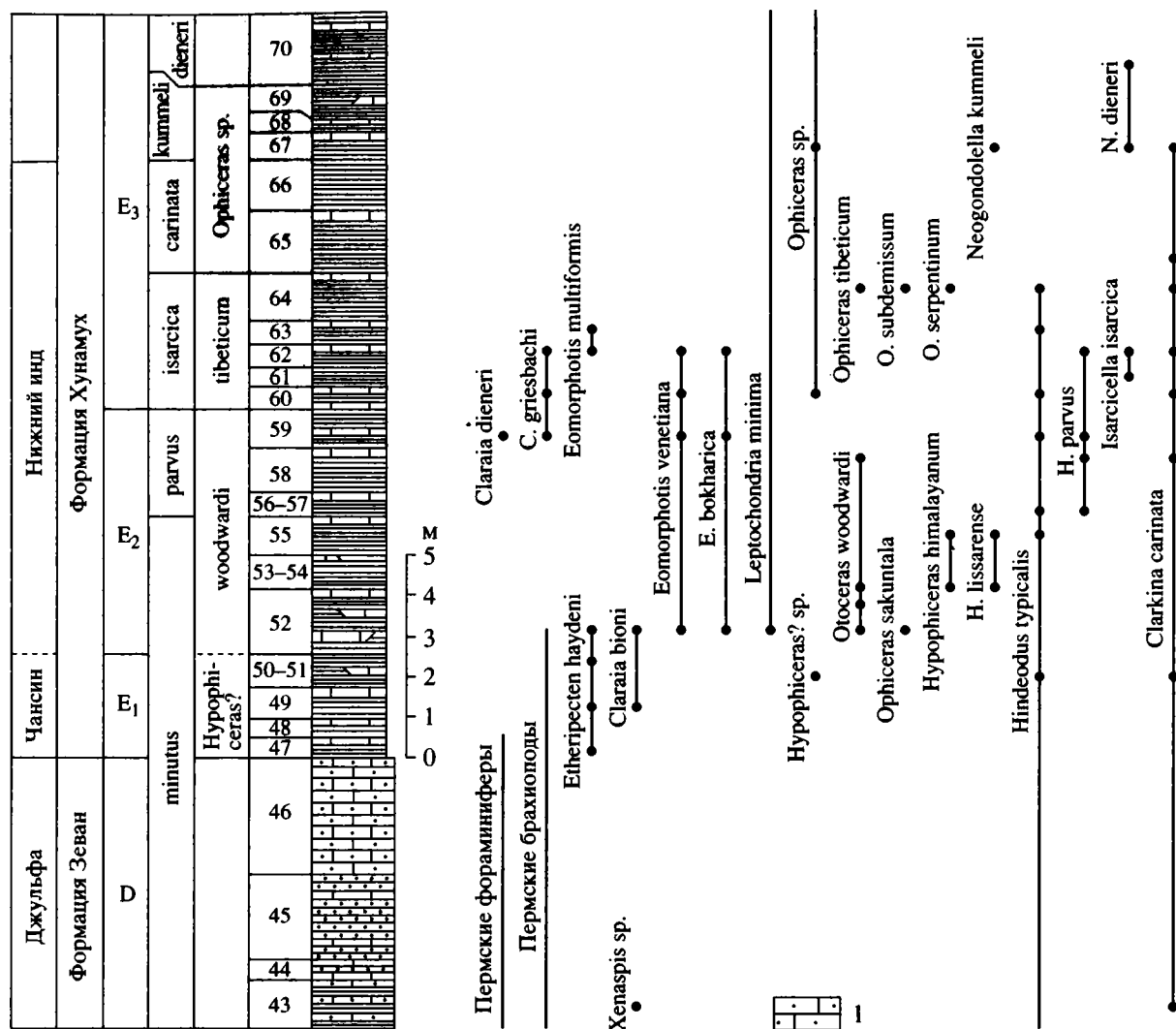


Рис. 5. Разрез пограничных отложений перми и триаса в Кашмире, ущелье Гурюл (Nakazawa et al., 1975; Nakazawa, 1981, 1993; Karoor, 1996).

1 – песчанистые известняки. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2.

venetiana (Hauer), *Leptochondria minima* (Kiparisova), *Claraia dieneri* Nakazawa, *C. cf. griesbachii* (Bittner), *C. aff. extrema* Spath, аммониты *Otoceras woodwardi* Griesbach, *Ophiceras sakuntala* Diener, *Hypophiceras himalayanum* (Griesbach), *H. lissarense* (Diener), беллерофонтиды *Warthia hisakatsui* Murata, конодонты *Hindeodus typicalis*, *H. parvus*, *Clarkina carinata*. Эта часть разреза в целом рассматривается как аммонитовая зона woodwardi, а верхняя ее (слои 56–59) – как конодонтовая зона parvus.

Верхняя часть E₃ (слои 60–70, мощность 9.9 м) состоит из черных сланцев с прослоями известняков. Сланцы менее плитчатые, чем в E₂. В нижних слоях найдены аммониты *Ophiceras tibeticum* Griesbach, *O. subdemissum* (Spath), *O. serpentinum* Diener, двустворки *Claraia aff. extrema* Spath, *C. cf. griesbachii* (Bittner), *Eumorphotis venetiana* (Hauer), *E. multiformis* (Bittner), конодонты *H. parvus*, *H. typicalis*, *Clarkina carinata*, *Isarcicella isarcica*, *Neospathodus kummeli*, фораминиферы *Glomospirella cf. shengi* Ho, роталииды, в верхних – *Ophiceras* sp., *Claraia concentrica* Yabe, *Leptochondria minima* Kiparisova. В этой части разреза различаются аммонитовые зоны tibeticum (слои 60–64) и *Ophiceras* sp. (слои 65–69), а также конодонтовые зоны isarcica (слои 60–64), carinata (слои 65–66), kummeli (слои 67–69) и dieneri (слой 70).

Отоцеровые, или точнее отоцеровые–офицеровые слои в скале Шалшал (Паинкханда), где находится стратотип зоны woodwardi (рис. 6), делятся на черные известняки (0.3 м) с *Otoceras woodwardi* Griesbach, *Ophiceras tibeticum* Griesbach,

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ ГИМАЛАИ ИНДИИ

Отоцеровые, или точнее отоцеровые–офицеровые слои в скале Шалшал (Паинкханда), где находится стратотип зоны woodwardi (рис. 6), делятся на черные известняки (0.3 м) с *Otoceras woodwardi* Griesbach, *Ophiceras tibeticum* Griesbach,

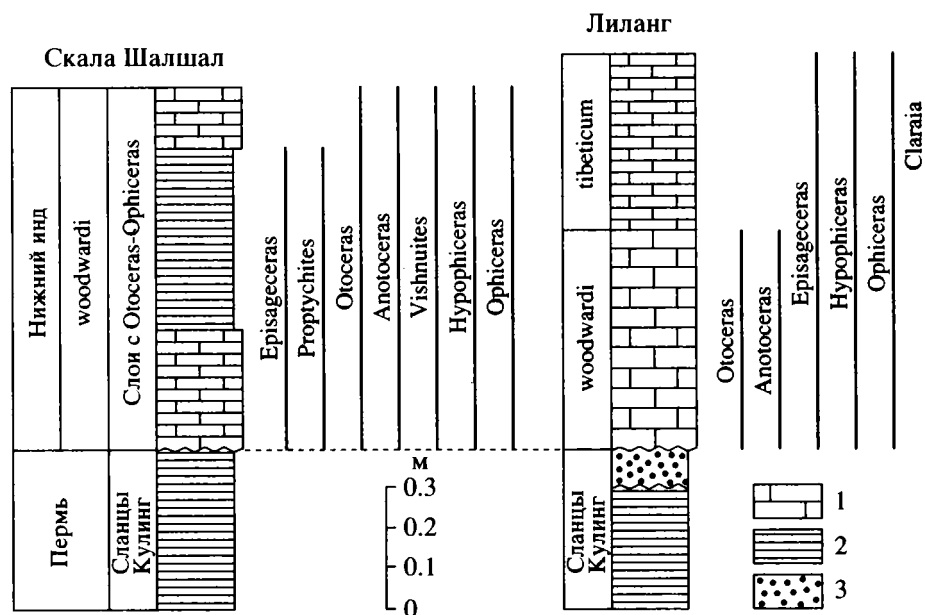


Рис. 6. Разрезы пограничных отложений в Центральных Гималаях (Diener, 1912; Kummel, 1972; Bhatt. Joshi, 1981).
1 – известняки; 2 – глинистые сланцы; 3 – конгломераты.

Episagoceras dalailamae Diener, глинистые сланцы (0.45 м) с *E. dalailamae*, *Pseudoprotychites scheibleri* (Diener) и черные известняки (0.15 м) с *O. woodwardi*, *Ophiceras sakuntala* Diener, *O. tibeticum* Griesbach (Diener, 1912; Kummel, 1972). По всему разрезу этих слоев, составляющих зону *woodwardi*, встречаются также *Hypophiceras*, *Vishnuites* и *Anotoceras* – роды, которые типичны для триаса и не известны в перми. В разрезе Лиланга (Спити) столь же маломощные отоцеровые–офицеровые слои состоят из плотных массивных известняков (0.54 м) с *O. woodwardi*, *Hypophiceras himalayanum* (Griesbach), *Anotoceras nala* Diener, *Ophiceras sakuntala* Diener, *Episagoceras dalailamae* и плитчатых известняков (0.44 м) с *Ophiceras tibeticum*, *Hypophiceras himalayanum*, *Episagoceras dalailamae* и раковинами кларай (Kummel, 1972; Bhatt, Joshi, 1981). Здесь эти слои можно разделить на зоны *woodwardi* (массивные известняки с *Otoceras* и *Ophiceras*) и *tibeticum* (плитчатые известняки с *Ophiceras*, но без *Otoceras*). В рассмотренных разрезах отоцеровые слои несогласно залегают на пермских сланцах Кулинг.

ЮЖНЫЙ КИТАЙ

Селон

Этот разрез находится в Южном Тибете, около пос. Селон (возле озера Карру-Очень), на высоте 4566 м выше уровня моря. Открытый китайской научно-исследовательской группой в середине 70-х годов, он был предложен ею как потенциаль-

ный стратотип пермско-триасовой границы (Wang et al., 1988; Jin et al., 1996).

Пограничные отложения здесь относятся к формациям Селон и Каншаре (рис. 7). Формация Селон сложена известковистыми песчаниками, алевролитами и криноидными известняками мощностью около 100 м. Ее венчает коралловый слой (слой 18, мощность 0.2 м), представленный слоистыми известняками с обильными табулятами и ругозами, обломками морских лилий, брахиопод, двустворок и мшанок. Брахиоподы образуют комплекс *Chonetella nasuta* (Waagen). Здесь же найдены конодонты *Clarkina* aff. *phosphoriensis*. Между формациями Селон и Каншаре залегает разделяющий их слой каличе, или глинистый слой (до 3.5 см). Выше его сменяет ваагенитовый слой (слой 19, мощность 0.07 м), сложенный коричневатого-желтыми известняками с брахиоподами *Waagenites* cf. *barusiensis* (Davidson), *Paracrurithyris pygmaea* Liao, *Phricodothyris* sp., *Araxathyris* sp., *Martinia* sp. (комплекс *W. barusiensis*-*P. pygmaea*), конодонтами *Clarkina* ex gr. *phosphoriensis*, *Vjalovognathus* sp., обломками мшанок, гастропод и остракод. Этот слой относят либо к формации Селон (Wang et al., 1988), либо к формации Каншаре (Jin et al., 1996).

Ваагенитовый слой с перерывом, по мнению одних, или согласно, по мнению других, перекрывают коричневатого-желтые доломитизированные известняки с аммонитами *Otoceras latilobatum* Wang и конодонтами *Hindeodus parvus*, *H. typicalis*, *Clarkina carinata*. Вышележащие серые и желтые доломитизированные известняки (слой 21, мощность

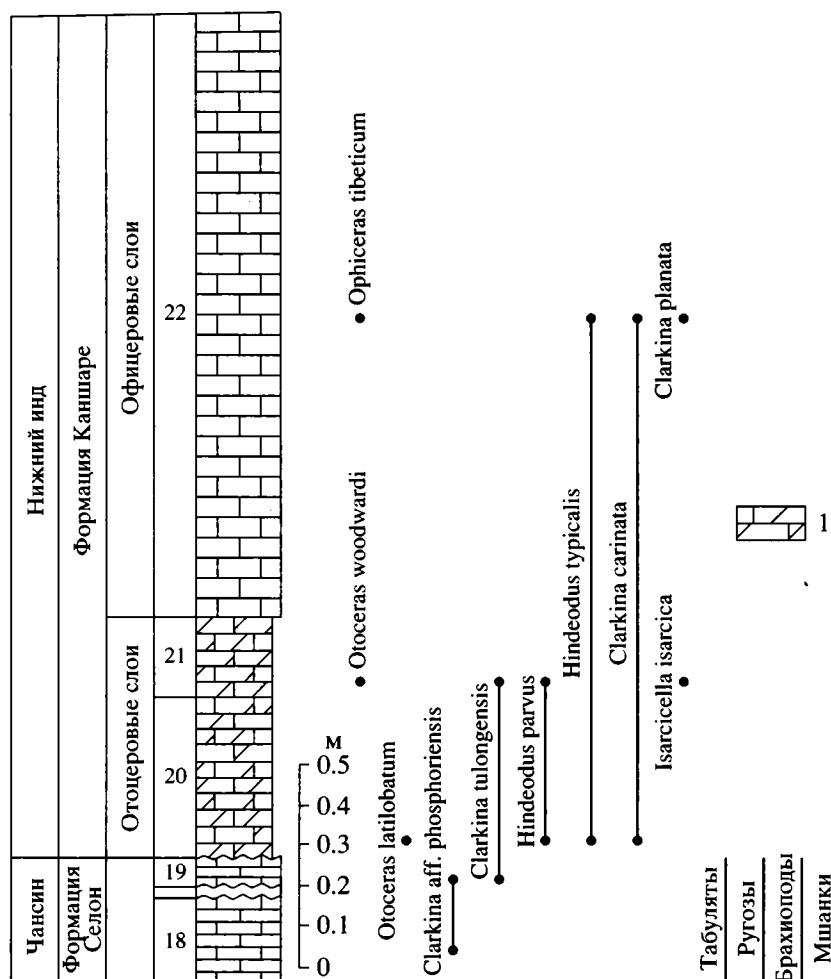


Рис. 7. Разрез пограничных отложений перми и триаса в Южном Тибете, около пос. Селон (Jin et al., 1996).
1 – доломитизированные известняки. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2 и 4.

0.2 м) включают *Otoceras woodwardi* и комплекс конодонтов *H. parvus*, *Clarkina tulongensis*, *C. taylori*, *Isarcicella isarcica* (Jin et al., 1996). Их перекрывают согласно или с перерывом желтые и серые биокластические известняки (слой 22, мощность 1.6 м) с *Ophiceras tibeticum*, *Clarkina carinata*, *C. planata*, *Hindeodus typicalis*.

Шанси

Этот разрез, иногда называемый Чжанцзянгоу, расположен около города Гаунъюань, на севере провинции Сычуань. Открытый в 60-е годы, он подвергся особенно детальному и всестороннему изучению в 80-е годы (Yang et al., 1987; Li et al., 1989; Lai et al., 1996). В 1993 г. рабочая группа предложила его, наряду с другими разрезами, в качестве возможного глобального стратотипа нижней границы триаса.

Пограничные отложения находятся здесь на стыке двух формаций: Далон и Фейсианъюань (рис. 8).

В верхах формации Далон залегают:

24. Темно-серые кремнистые известняки с прослоями кремнистых сланцев (0.60 м) с аммонитами *Pleuronodoceras tenuicostatum* Chao, Liang et Zheng, *Pseudogastrioceras* aff. *guizhouense* Chao, Liang et Zheng, *Xenodiscus* sp., брахиоподами *Cruithyris pusilla* Chen и конодонтами *Clarkina subcarinata* (Sweet).

25. Желтовато-серые или зеленовато-белые силлит-монтмориллонитовые глины (0.15 м) с *Pleuronodoceras* sp., *Rotodiscoceras* sp., *Pseudotirrolites* cf. *acutus* Chao et Liang, *Pseudogastrioceras* sp., *Qianjiangoceras* sp., *Lopingoceras* sp.

26. Темно-серые тонкослоистые кремнистые микриты (0.25 м) с *Pseudogastrioceras* sp., *Pseudotirrolites disconnectus* Chao, Liang et Zheng, *Pleuronodoceras* sp., *Clarkina subcarinata* (Sweet), *C. changxingensis* (Wang et Wang), *C. guangyanensis* (Dai et Tien).

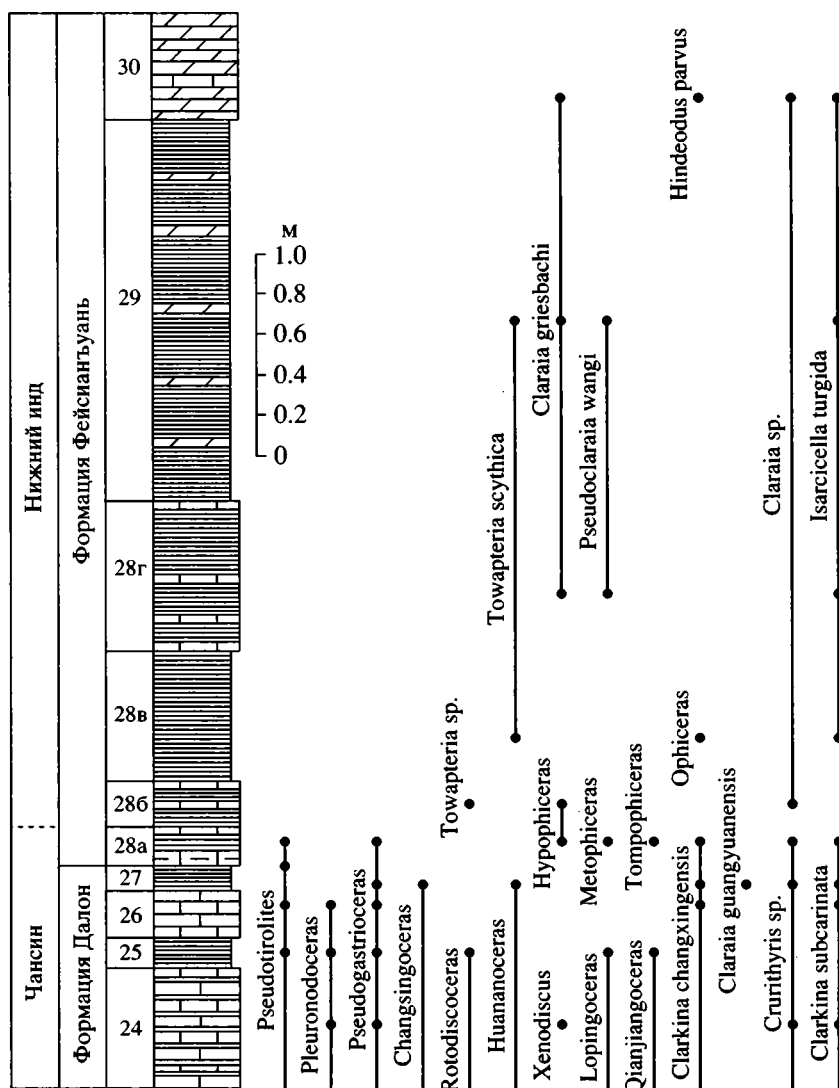


Рис. 8. Разрез пограничных отложений перми и триаса в провинции Сычуань, Шанси (Lai et al., 1996). Усл. обозначения см. на рис. 2 и 4.

27а. Серовато-черные монтмориллонитовые и иллитовые глины (0.05 м) с *Clarkina changxingensis*, *C. subcarinata*, *C. tulongensis* (Wang et Wang), *Crurithyris cangjiangouensis* Zhan, *C. pygmaea* Liao, *Pseudogastriceras* sp.

27б. Серовато-белые иллитовые и монтмориллонитовые глины с вулканогенными обломками (0.06 м).

27в. Серовато-черные иллитовые и монтмориллонитовые глины (0.04 м) с *Claraia guangyuanensis* Li, *Huananoceras* sp., *Pseudotirolites asiaticus* (Jaekel), *Changsingoceras* sp., *Clarkina subcarinata*, *C. changxingensis*.

Формацию Далон согласно перекрывает формация Фейсиангуань:

28а. Желтовато-зеленые тонкослоистые иллитовые и монтмориллонитовые глины с прослоями

известковистых сланцев и мергелей (0.16 м) с *Hypophiceras* sp., *Metophiceras* sp., *Tompophiceras* sp., *Pseudotirolites* sp., *Pseudogastriceras* sp., *Crurithyris* sp., *Clarkina changxingensis*, *C. subcarinata*, *Hindeodella* sp.

28б. Светло-желтые или желтовато-зеленые алевролитистые и монтмориллонитовые глины с прослоями тонкослоистых микритов (0.24 м), с *Claraia* sp., *Towapteria* sp., *Hypophiceras* sp.

28в. Желтовато-зеленые алевролитистые иллитовые глины (0.64 м) с *Isarcicella turgida* (Kozur, Mostler et Rahimi-Yazd), *Claraia* sp., *Towapteria scythica* (Wirth), *Ophiceras* cf. *sinense* Tien.

28г. Серовато-зеленые алевролитистые иллитовые глины, чередующиеся с известковыми сланцами (0.74 м) с *Bakevella* sp., *Claraia hubeiensis*

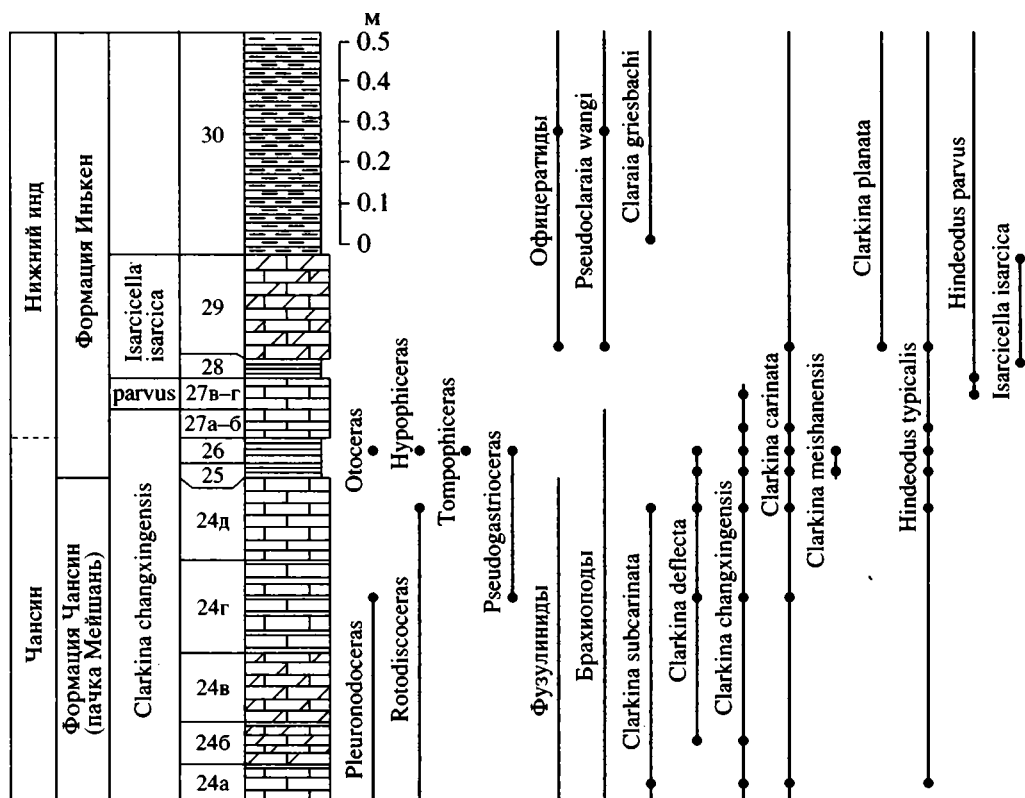


Рис. 9. Разрез пограничных отложений перми и триаса в провинции Чжэцзян, Мейшань (Yin et al., 1996). Усл. обозначения см. на рис. 2 и 7.

Chen, C. yunnanensis (Jin et Hsu), Pseudoclararia wangi (Patte), Isarcicella turgida.

29. Желтовато-серые тонкослоистые иллитовые и монтмориллонитовые глины с прослоями мергелей (1.90 м) с *Isarcicella turgida*, *Hindeodus minutus* (Ellison), *Neohindeodella triassica* (Müller), *Claraia griesbachi* (Bittner), *Pseudoclararia wangi*, *Towapteria scythica*.

30. Желтовато-серые тонкослоистые мергели с прослоями серых глинистых микритов (1.8 м) с *Hindeodus parvus*, *Isarcicella turgida*, *Xaniognathodus elongatus* Sweet, *Claraia griesbachi*.

Мейшань

Мейшаньский разрез составляют семь известковых карьеров на южном склоне горы Мейшань (округ Чансин, провинция Чжэцзян). Наиболее детально изучены карьеры D (Баоцин, стратотип чансинского яруса) и Z (Чжонсинь-Даду), расположенные в 0.5 км друг от друга. Среди китайских геологов нет согласия, какой из этих разрезов следует избрать в качестве глобального стратотипа нижней границы триаса. Одни из них отдают предпочтение первому карьере (Yang et al., 1987; Yin et al., 1994), другие – второму (Sheng et al., 1984; Wang, 1995). Разрез D более полный и лучше изу-

чен (Yin et al., 1996). Он находится под охраной государства.

Пермская формация Чансин заканчивается здесь пачкой Мейшань, которая сложена серыми биомикритовыми известняками мощностью 11 м. Ее кровлю образует слой 24 (рис. 9), который включает:

24а. Темно-серые среднеслоистые известняки (0.10 м), заканчивающиеся тонким глинистым слоем с конодонтами *Clarkina carinata* (Clark), *C. changxingensis* (Wang et Wang).

24б. Темно-серые доломитизированные известняки (0.11 м), заканчивающиеся тонким глинистым слоем с *Clarkina deflecta* (Wang et Wang), *C. changxingensis*.

24г. Темно-серые доломитизированные известняки (0.17 м) с *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Hibbardella* sp., *Xaniognathus elongatus* Sweet.

24д. Темно-серые известняки с прослоями известковистых аргиллитов (0.23 м) и конодонтами *Enantiognathus zieglerei*, *Clarkina carinata*, *C. deflecta*, *C. changxingensis*, фораминиферами *Geinitzina caucasica* M.-Maclay, *Nodosaria netchajevi* Lipina, *Palaeofusulina* cf. *sinensis* Sheng, *Pachyphloia lanceolata* M.-Maclay, аммонитами *Pleuronodoceras mirificum* Zhao, Liang et Zheng, *Pseudogastrioceras* sp.

24д. Серые известняки (0.20 м) с фузулинидами *Palaeofusulina* sp., аммонитами *Rotodiscoceras* sp., конодонтами *Clarkina changxingensis*, *C. deflecta*, *C. carinata*, *C. subcarinata*, брахиоподами *Crurithyris flabelliformis* Liao, *Neowellerella pseudoutah* (Huang), *Wellerella delicatula* Dunbar et Condra.

Выше залегает формация Инькен, иногда называемая также Цинлон или Чинлун. Ее основание образует смешанный слой 1 или нижний переходный слой, включающий:

25. Голубовато-серые глины, желтовато-белые на выветрелой поверхности, иллит-монтмориллонитовые (0.04 м), называемые белыми глинами, с конодонтами *Clarkina changxingensis*, *C. deflecta*, *C. cf. carinata*, *C. orientalis* (Barskov et Kovaleva), *C. subcarinata*, *Hindeodus typicalis*, *H. latidentatus*, фораминиферами *Bradyina* sp., *Glomospira* sp., *Globivalvulina* sp., *Nodosaria* sp. и др.

26. Темно-серые монтмориллонит-иллитовые глины (0.06 м), называемые черными глинами, с брахиоподами *Cathaysia chonetoides* (Chao), *Crurithyris flabelliformis* Liao, *Neochonetes convexa* (Liao), *Paryphella orbicularis* (Liao), *Waagenites wongiana* (Chao), конодонтами *Clarkina changxingensis*, *C. deflecta*, *C. carinata*, *C. meishanensis* Zhang, Lai et al. В карьере Z на этом уровне найдены аммониты *Otoceras?* sp., *Hypophiceras cf. martini* Trümpy, *H. changxingense* Wang, *Metophiceras* sp., *Pseudogastrioceras* sp., *Tompophiceras* sp., двустворки *Peribositra baoqingensis* Chen, брахиоподы *Araxathyris minuta* Grunt, *Paracrurithyris pigmaea* (Liao), *Paryphella sulcatifera* (Liao), *Waagenites barusiensis* (Davidson), конодонты *Hindeodus latidentatus*.

Их перекрывают:

27а–б. Светло-серые алевроитистые известняки (0.08 м) с конодонтами *Hindeodus typicalis*, *H. latidentatus*, *Merrillina longidentata* Kozur, *Stepanovites* sp.

27в–г. Аналогичные известняки (0.08 м) с *Hindeodus parvus*, *H. latidentatus*, *Isarcicella turgida*, *Clarkina changxingensis*, *C. carinata* в слое 27в, с *H. parvus*, *H. typicalis*, *Paryphella triquetra* Liao, *P. orbicularis* (Liao), *Waagenites* sp., *Paracrurithyris* sp., *Fusichonetes pigmaea* Liao в слое 27г.

28. Серовато-желтые иллит-монтмориллонитовые глины (0.04 м) с *H. parvus*, *Isarcicella turgida*, *I. isarcica*, *Clarkina carinata*.

29. Серые доломитизированные известняки (0.26 м) с офицератидами, двустворками *Pseudoclaraiia wangi* (Patte), брахиоподами *Paryphella orbicularis*, конодонтами *Clarkina planulata* (Clark), *C. carinata*, *H. typicalis*, *Isarcicella turgida*.

30. Голубовато-серые мергели (0.55 м) с офицератидами, двустворками *Pseudoclaraiia wangi*, *Claraia concentrica* (Yabe), *C. griesbachi* (Bittner).

СЕВЕРНЫЙ ТАИЛАНД

Интересный разрез пограничных отложений перми и триаса описан в районе горы Фафлунг, около Лампанга (Ishibashi, Chonglakmani, 1990; Ishibashi et al., 1994).

Пермская формация Хуайтак сложена здесь терригенными и карбонатными породами с прослоями кремней и туфов мощностью 1100 м. В ее верхней части, в 100 м ниже границы, залегают известняки с *Palaeofusulina sinensis* Sheng, *Reichelina aff. changxingensis* Sheng et Zhang и другими фораминиферами верхнего чансина. Заканчивается формация черными сланцами с *Paratirolites nakornsrii* Ishibashi et Chonglakmani, *Tapashanites yaowalakae* Ishibashi, Nakornsri et Nagai, *Pseudogastrioceras aff. szechuanense* Chao et Liang, *Xenodiscus?* sp. – типичным аммонитовым комплексом самых верхов чансина. Он найден в 10 м ниже границы перми и триаса, которая совпадает здесь с небольшим разломом.

Триасовая формация Фратат сложена черными сланцами, песчаниками и известняками. В 1 м от границы собраны *Ophiceras sakuntala* Diener, *O. cf. subkyokticum* Spath, *O. chamunda* Diener, а в 20 м выше нее – *Claraia cf. ovata* (Schauroth), *C. stachei* (Bittner), *C. intermedia* (Bittner) и другие двустворки.

* * *

Анализ описанных разрезов позволяет разделить их на две группы. К первой из них относятся те разрезы, в которых хорошо развиты самые верхние горизонты перми, охарактеризованные паратиrolитами или псевдотиrolитами. В то же время здесь нет отоцеровых слоев, символизирующих низы триаса. Триас начинается в этих разрезах только с кларайевых или офицеровых слоев, т.е. с отложений более высокого уровня. К данной группе принадлежат разрезы Закавказья, Ирана, Южного Китая (Шанси, Мейшань) и Таиланда. Вторая группа включает те разрезы, в которых нет паратиrolитовых слоев, а триас начинается с отоцеровых слоев, причем *Otoceras* появляется здесь обычно вместе с *Ophiceras* и *Hindeodus parvus*, но иногда раньше. Таковы разрезы Кашмира (ущелье Гурюл), Центральных Гималаев (скала Шалшал, Лиланг, Непал) и Южного Тибета (Селон). Интересно, что разрезы первой группы приурочены к южным бассейнам Палео-Тетиса, а разрезы второй группы ограничены пределами Нео-Тетиса (см. рис. 1).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-64984).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Захаров Ю.Д. К вопросу о типе границы перми и триаса // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 5. С. 59–70.
- Захаров Ю.Д., Рыбалка С.В. Эталон перми и триаса Тетической области // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 6–48.
- Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кочиркевич Б.В. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира: Джульфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1984. 199 с.
- Коцур Х., Левен Э.Я., Лозовский В.Р., Пятакова М.В. Расчленение по конодонтам пограничных слоев перми и триаса Закавказья // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1978. Т. 53. Вып. 5. С. 15–24.
- Сократов Б.Г. Древнейшие слои триаса и граница между пермью и триасом на Кавказе и Среднем Востоке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 65–79.
- Шевырев А.А. Аммоноидеи и хроностратиграфия триаса. М.: Наука, 1990. 179 с.
- Bando Yu. On the Otceraidae and Ophiceratidae // Sci. Repts Tohoku Univ. Ser. 2. 1973. Spec. vol. 6. P. 337–351.
- Bando Yu. Upper Permian and Lower Triassic ammonoids from Abadeh, central Iran // Mem. Fac. Educ. Kagawa Univ. 1979. Pt. 2. V. 29. № 2. P. 103–138.
- Bhatt D.K., Arora R.K. Otcera bed of Himalaya and Permian-Triassic boundary // J. Geol. Soc. India. 1984. V. 25. № 11. P. 720–727.
- Bhatt D.K., Joshi V.K. A note on the occurrence of Glyptophiceras Spath from Spiti, with preliminary observations on the fauna of Otcera-Ophiceras beds // Rec. Geol. Surv. India. 1981. V. 112. Pt. 8. P. 51–54.
- Dagys A.S., Dagys A.A. Biostratigraphy of the Lowermost Triassic and the boundary between Paleozoic and Mesozoic // Mem. Soc. geol. ital. 1988. V. 34. P. 313–320.
- Diener C. Über das Alter der Otcera beds im Himalaya // Centralbl. Miner., Geol. Paläontol. 1901. S. 513–518.
- Diener C. Über die stratigraphische Stellung der Otcera beds des Himalaya // Centralbl. Miner., Geol. Paläontol. 1905. S. 1–9, 36–45.
- Diener C. The Trias of the Himalaya // Mem. Geol. Surv. India. 1912. V. 36. Pt. 3. P. 1–159.
- Griesbach C.L. Palaeontological notes on the Lower Trias of the Himalayas // Rec. Geol. Surv. India. 1880. V. 13. Pt. 2. P. 83–113.
- Iranian-Japanese Research Group. The Permian and the Lower Triassic systems in Abadeh region, central Iran // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. geol. mineral. 1981. V. 47. № 2. P. 61–133.
- Ishibashi T., Chonglakmani Ch. Uppermost Permian ammonoids from northern Thailand // J. Southeast Asian Earth Sci. 1990. V. 4. № 3. P. 163–170.
- Ishibashi T., Nakornsri N., Nagai K. Permian-Triassic boundary and fauna at Doi Pha Phlung, northern Thailand // Mem. Fac. Sci. Koshu Univ. Ser. D. 1994. V. 28. № 2. P. 23–40.
- Jin Yu., Shen Sh., Zhu Z. et al. The Selong section, candidate of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary // Palaeozoic-Mesozoic boundary: Candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary. Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1996. P. 127–137.
- Kapoor H.M. Permo-Triassic boundary of the Indian subcontinent and its intercontinental correlation // Permo-Triassic events in the eastern Tethys: Stratigraphy, classification and relation with the western Tethys. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992. P. 21–36.
- Kapoor H.M. The Guryul Ravine section, candidate of the global stratotype section and point of the Permo-Triassic boundary // Palaeozoic-Mesozoic boundary: Candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary. Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1997. P. 99–110.
- Kozur H. The Permian-Triassic boundary in marine and continental sediments // Zbl. Geol. Paläontol. 1989. № 11–12. S. 1245–1277.
- Kozur H. The Permian-Triassic boundary and possible causes of the faunal change near P-T boundary // Permophiles. 1994. № 24. P. 51–54.
- Kozur H., Ramovs A., Wang Ch., Zakharov Yu.D. The importance of Hindeodus parvus (Conodonta) for the definition of the Permian-Triassic boundary and evaluation of the proposed sections for a global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Triassic // Geologija. 1996. V. 37–38. S. 173–213.
- Kummel B. Ammonoids from the Kathwai Member, Mianwali Formation, Salt Range, West Pakistan // Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. Lawrence: Kansas Univ. Press, 1970. P. 177–192.
- Kummel B. The Lower Triassic (Scythian) ammonoid Otcera // Bull. Mus. Compar. Zool. Harvard Univ. 1972. V. 143. № 6. P. 365–418.
- Kummel B., Teichert C. Relations between the Permian and Triassic formations in the Salt Range and Trans-Indus ranges, West Pakistan // Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh. 1966. Bd. 125. S. 297–333.
- Kummel B., Teichert C. Stratigraphy and paleontology of the Permian-Triassic boundary beds, Salt Range and Trans-Indus ranges, West Pakistan // Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakistan. Lawrence: Kansas Univ. Press, 1970. P. 1–110.
- Lai X., Yang F., Hallam A., Wignall P.B. The Shangsi section, candidate of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary // Palaeozoic-Mesozoic boundary: Candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary. Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1996. P. 113–124.
- Li Z., Zhan L., Dai J. et al. Study on the Permian-Triassic biostratigraphy and event stratigraphy of northern Sichuan and southern Shangsi. Beijing: Geol. Publ. House, 1989. 439 p.
- Nakazawa K. Analysis of the Late Permian and Early Triassic faunas of Kashmir // Mem. Geol. Surv. India. 1981. V. 46. P. 191–204.
- Nakazawa K. Stratigraphy of the Permian-Triassic transition and the Paleozoic-Mesozoic boundary // Bull. Geol. Surv. Japan. 1993. V. 44. № 7. P. 425–445.
- Nakazawa K., Bando Yu., Matsuda T. The Otcera woodwardi Zone and the time-gap at the Permian-Triassic boundary in East Asia // Geology and palaeontology of southeast Asia. Tokyo: Univ. Press, 1980. V. 21. P. 75–90.

- Nakazawa K., Kapoor H.M.* The Upper Permian and Lower Triassic faunas of Kashmir // *Palaeontol. indica. New Ser.* 1981. V. 46. P. 1–204.
- Nakazawa K., Kapoor H.M., Ishii K. et al.* The Upper Permian and the Lower Triassic in Kashmir, India // *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Miner.* 1975. V. 42. № 1. P. 1–106.
- Newell N.D.* The Paleozoic–Mesozoic erathem boundary // *Mem. Soc. geol. ital.* 1988. V. 34. P. 303–311.
- Noetling F.* Die Otoceras beds in Indien // *Centralbl. Miner., Geol. Paläontol.* 1900. S. 216–217.
- Noetling F.* Über *Medlicottia* Waag. und *Episageceras* n. g. aus den permischen und triadischen Schichten Indiens // *Neues Jahrb. Miner., Geol. Paläontol.* 1904. Bd. 19. S. 334–376.
- Pakistani-Japanese Research Group.* Permian and Triassic systems in the Salt Range and Surghar Range, Pakistan // *The Tethys: Her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic.* Tokyo: Tokai Univ. Press, 1985. P. 221–312.
- Paull R.K., Paull R.A.* *Hindeodus parvus* – proposed index fossil for the Permian-Triassic boundary // *Lethaia.* 1994. V. 27. № 3. P. 271–272.
- Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised world maps and introduction // *Palaeozoic palaeogeography and biogeography.* Mem. Geol. Soc. London. 1990. V. 12. P. 1–21.
- Sheng J., Chen Ch., Wang Y. et al.* Permian-Triassic boundary in Middle and Eastern Tethys // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4.* 1984. V. 21. P. 133–181.
- Spath L.F.* The Ammonoidea of the Trias // *Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History).* L., 1934. Pt. 4. 521 p.
- Stepanov D.L., Golshani F., Stöcklin J.* Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran // *Rep. Geol. Surv. Iran.* 1969. № 12. P. 1–72.
- Taraz H.* Permo-Triassic section in central Iran // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1969. V. 53. № 3. P. 688–693.
- Taraz H.* Uppermost Permian and Permo-Triassic transition beds in central Iran // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1971. V. 55. № 8. P. 1280–1294.
- Teichert C., Kummel B., Sweet W.* Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, north-western Iran // *Bull. Mus. Compar. Zool. Harvard Univ.* 1973. V. 145. № 8. P. 359–472.
- Tozer E.T.* Definition of the Permian-Triassic (P–T) boundary: The question of the age of the Otoceras beds // *Mem. Soc. geol. ital.* 1988. V. 34. P. 291–301.
- Tozer E.T.* Age and correlation of the Otoceras beds at the Permian-Triassic boundary // *Albertiana.* 1994. № 14. P. 31–37.
- Wang Ch.* Conodonts of Permian-Triassic boundary beds and biostratigraphic boundary // *Acta palaeontol. sinica.* 1995. V. 34. № 2. P. 129–151.
- Wang Y., Chen Ch., Rui L.* A potential global stratotype of the Permian-Triassic boundary // *Permophiles.* 1988. № 13. P. 3–7.
- Waterhouse J.B.* Chronostratigraphy for the world Permian // *Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976.* Tulsa, 1978. P. 299–322.
- Yang Z., Yang F., Wu Sh.* The ammonoid *Hypophiceras* fauna near the Permian-Triassic boundary at Meishan section and in South China: Stratigraphic significance // *Palaeozoic–Mesozoic boundary: Candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary.* Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1996. P. 49–56.
- Yang Z., Yin H., Wu Sh. et al.* Permian-Triassic boundary stratigraphy and fauna of South China. Beijing: Geol. Publ. House, 1987. 379 p.
- Yin H.* On the transitional bed and the Permian-Triassic boundary in South China // *Newsl. Stratigr.* 1985. V. 15. № 1. P. 13–27.
- Yin H.* A proposal for the global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary // *Albertiana.* 1993. № 11. P. 4–30.
- Yin H., Wu Sh., Din M. et al.* The Meishan section, candidate of the global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary (PTB) // *Albertiana.* 1994. № 14. P. 15–31.
- Yin H., Zhang K., Wu Sh., Peng Yu.* Global correlation and definition of the Permian-Triassic boundary // *Palaeozoic–Mesozoic boundary: Candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary.* Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1996. P. 3–28.
- Zakharov Yu.D.* Type and hypotype of the Permian-Triassic boundary // *Mem. Soc. geol. ital.* 1988. V. 34. P. 277–289.

Рецензенты А.Г. Константинов, А.С. Алексеев

УДК 563.14:551.762/763.1(560)

СТРАТИГРАФИЯ И РАДИОЛЯРИИ ВЕРХНЕЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА АНКАРЫ (ТУРЦИЯ)

© 1999 г. Н. Ю. Брагин*, У. К. Текин**

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

** Главное управление геологоразведки и горного дела, 06520 Анкара, Турция

Поступила в редакцию 27.02.97 г., получена после доработки 15.05.97 г.

Разрез Аладжаатлы, являющийся опорным для юры–мела района Анкары, охватывает стратиграфический интервал от оксфорда до валанжина (а не все три отдела юры, как считалось ранее). Обильные и разнообразные ассоциации радиолярий позволяют провести детальное расчленение этих отложений и их корреляцию с разрезами Западного Средиземноморья. Выделяются три толщи, датируемые по радиоляриям: 1) средний оксфорд – нижний титон (кремни и известняки, в том числе известняки фации аммонитико росо), 35–40 м; 2) верхний кимеридж – нижний берриас (известняки и мергели), 33 м; 3) верхний титон – верхний валанжин (микритовые известняки и калькарениды), 59 м.

Ключевые слова. Радиолярии, биостратиграфия, верхняя юра, нижний мел, фораминиферы, Турция, Средиземноморье.

Центральные районы Турции характеризуются широким распространением юрских и нижнемеловых осадочных отложений. Данные толщи развиты севернее, юго-восточнее и юго-западнее Анкары (рис. 1А). Они представляют мощный разрез трансгрессивного типа, залегающий с размывом и базальными конгломератами на слабо метаморфизованных терригенно-карбонатных образованиях формации Каракая пермо-триасового возраста. В некоторых случаях взаимоотношения юрских седиментов и формации Каракая тектонические. Нижняя часть разреза (лейас-доггер) преимущественно терригенная с прослоями и линзами карбонатных пород, верхняя же (мальм и нижний мел) – карбонатная с участием кремнистых пород. Верхнеюрско-нижнемеловая часть разреза содержит многочисленные остатки радиолярий, которые, однако, никем до сих пор не изучались.

В районе села Аладжаатлы (15 км юго-западнее Анкары) (рис. 1Б) ранее был описан разрез, нижняя часть которого представлена известковистыми кремнями и кремнистыми известняками с прослоями и линзами красных известняков фации аммонитико росо, средняя часть сложена чередованием желтоватых глинистых известняков и мергелей, а верхняя – белыми микритовыми известняками (Batman et al., 1977). Предполагалось, что эти толщи согласно залегают на пермо-триасовой формации Каракая и охватывают все три отдела юрской системы: нижняя часть считалась лейасом, средняя – доггером, верхняя – мальмом. Однако палеонтологические данные, приведенные в цитируемой публикации, недостаточно

представительны и не всегда дают возможность судить о возрасте вмещающих толщ. Например, раннеюрская датировка низов разреза Аладжаатлы основана только на родовых определениях аммонитов: *Perisphinctes* sp., *Narposceras* sp., причем точное положение данных находок не указано (Batman et al., 1977). Аммоноидеи и белемниты, встречающиеся на разных уровнях разреза Аладжаатлы, никем систематически не изучались.

Между тем, весь разрез Аладжаатлы богато охарактеризован остатками радиолярий, которые встречаются в кремнистых и микритовых разностях известняков. В последние годы радиолярии активно используются для расчленения относительно глубоководных карбонатно-кремнистых отложений юры и мела Средиземноморья, таких, например, как формация Майолика Италии (Baumgartner, 1984; Baumgartner et al., 1995; Jud, 1994). Изучение радиолярий позволило, с одной стороны, детализировать стратиграфию юрских и меловых отложений района Анкары, с другой стороны, осуществить корреляцию разреза Аладжаатлы с разрезами Западного Средиземноморья. Разрез Аладжаатлы был описан и детально опробован авторами в 1994 г., особое внимание при изучении разреза уделялось кремням и микритовым известнякам с видимыми остатками радиолярий, иногда отпрепарированными выветриванием. Остатки радиолярий были выделены из пород с помощью разбавленной соляной кислоты, в случаях замещения кремнистого вещества скелета радиолярий кальцитом использовалась концентрированная плавиковая кислота для

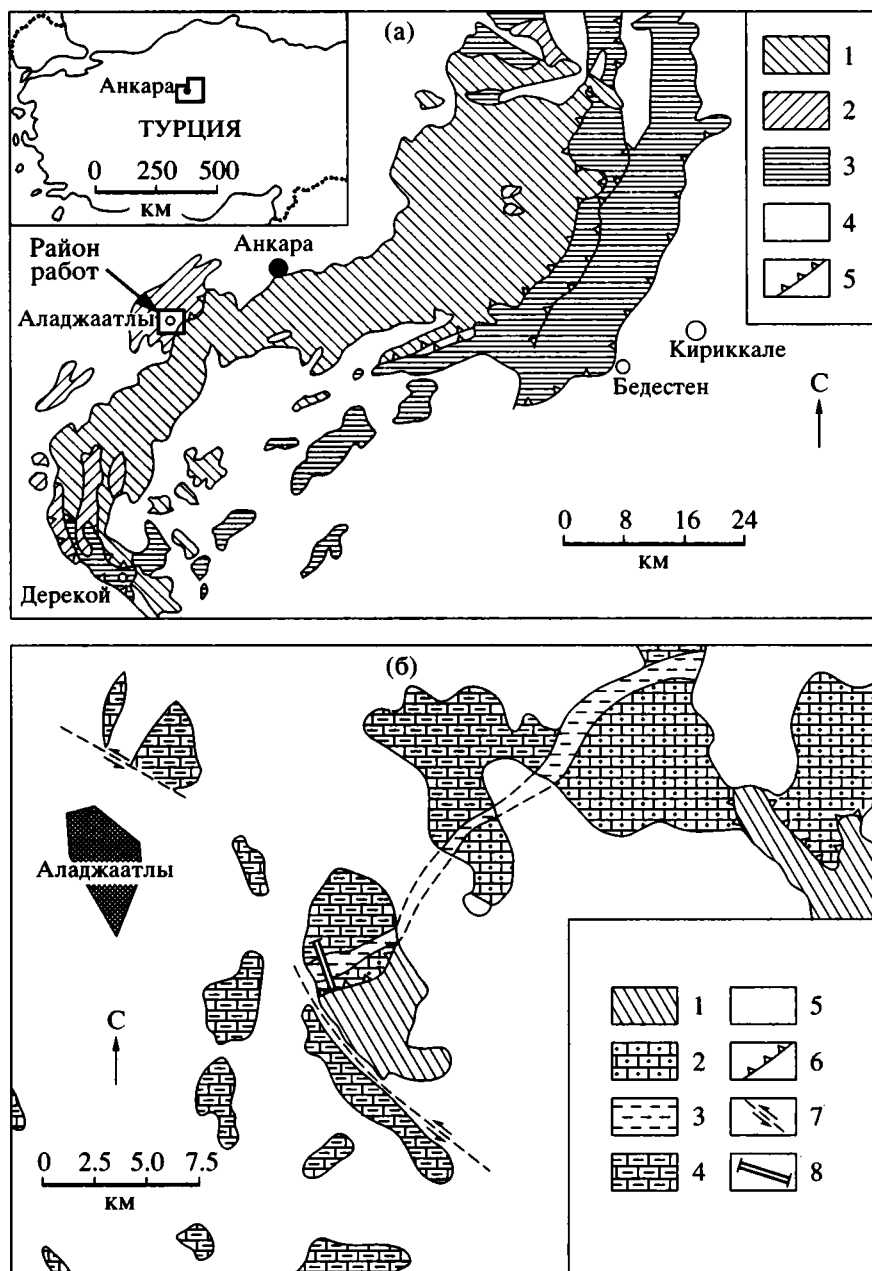


Рис. 1. Положение разреза у с. Аладжаатлы в структуре Анкарской сутурной зоны.

А. Схема геологического строения района г. Анкары.

1 – палеозойско-триасовые метаморфические сланцы; 2 – юрско-нижнемеловые отложения; 3 – офиолитовый меланж досреднекампанского возраста; 4 – среднекампанские и более молодые отложения; 5 – надвиги.

Б. Схема геологического строения района с. Аладжаатлы.

1 – палеозойско-триасовые метаморфические сланцы; 2–4 – юрско-нижнемеловые отложения: 2 – известняки и кремнии среднего оксфорда–нижнего титона; 3 – мергели и известняки верхнего кимериджа–нижнего берриаса; 4 – известняки верхнего титона–верхнего валанжина; 5 – верхнемеловые и более молодые отложения; 6 – надвиги; 7 – сдвиги; 8 – положение изученного разреза.

замещения кальцита флюоритом. В результате на многих стратиграфических уровнях были обнаружены представительные комплексы радиолярий. Кроме того, был детально изучен характер контакта юрских отложений и нижележащей формации Каракая. Эти новые данные дают ос-

нование внести серьезные коррективы в стратиграфическую схему и по-новому интерпретировать геологическое строение района.

Восточнее с. Аладжаатлы, по правому борту оврага Дериджендере обнажаются (рис. 2):

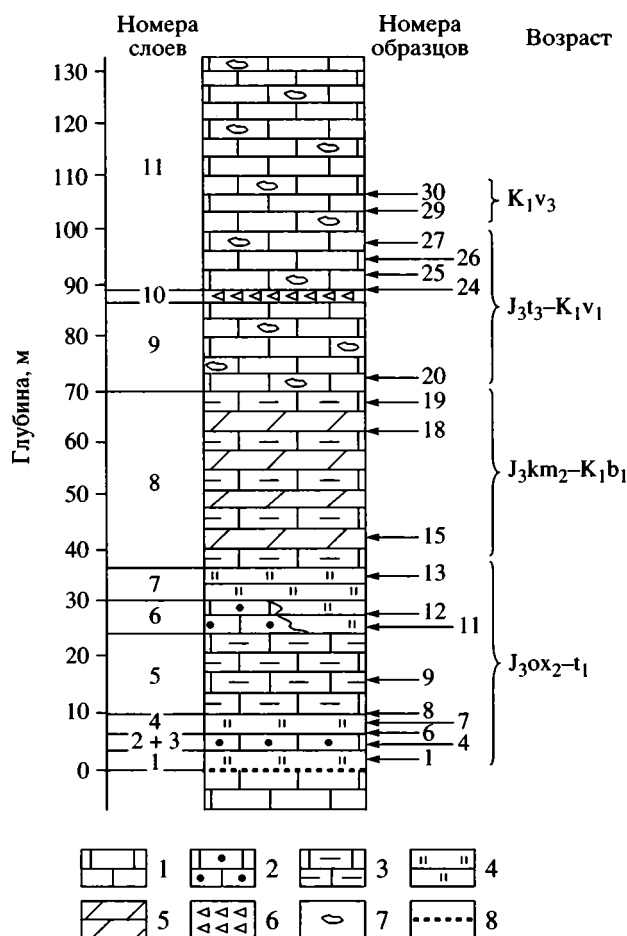


Рис. 2. Строение разреза у с. Аладжаатлы.

1 – известняки; 2 – известняки песчанистые (аммонитико-россо); 3 – известняки глинистые; 4 – кремни; 5 – мергели; 6 – осадочные брекчии; 7 – кремневые стяжения; 8 – тектонический контакт.

Возрастные датировки, полученные по радиоляриям, приведены справа от колонки.

Известняки серые, массивные, с остатками фораминифер пермского возраста. Образуют крупный блок в составе терригенного меланжа (формация Каракая).

Тектонический контакт, выраженный в виде мощной (5–15 м) зоны черных милонитов с многочисленными мелкими блоками пермских известняков и позднеюрских кремней. Наблюдается несогласие плоскости разлома с залеганием юрских отложений, так что в восточном направлении нижние пакки юрского разреза выклиниваются. Тектонический контакт сопровождается многочисленными разломами второго порядка.

Далее снизу вверх обнажаются:

Слой 1. Кремни известковистые розово-серые, желтовато-серые и зеленовато-серые, плитчатые, с остатками радиолярий (обр. 1) (здесь и далее см. рис. 2 и текстовую таблицу) *Acanthocircus tri-*

zonalis trizonalis (Rust), *Emiluvia sedecimporata* (Rust), *E. salensis* Pessagno, *Mirifusus dianae* (Karrer), *Podocapsa amphitrepta* Foreman, *Ristola altissima* (Rust), *Tetratrabs* sp. cf. *T. bulbosa* Baumgartner, *Triactoma* sp. cf. *T. blakei* (Pessagno), *Tritrabs* sp. cf. *T. casmaliaensis* (Pessagno), *T. ewingi* (Pessagno), *T. sp.* cf. *T. exotica* (Pessagno) (табл. I), указывающими на среднеоксфордско-раннетитонский возраст (Baumgartner et al., 1995). Видимая мощность 3 м.

Слой 2. Известняки темно-серые массивные. Мощность 1 м.

Слой 3. Известняки красные и розово-серые комковатые, неяснослоистые, песчанистые, без градиционных структур, с остатками аммонитов и белемнитов. В этом слое встречены фораминиферы (обр. 4): *Cornuspira intervacare* Azbel, *Pa-leogaudryina varsoviensis* (Biel. Et Poz.), *Eoguttulina simplex* (Terq.), *Ophthalmidium strumosum* (Gumb.), *Ceratolamarckina adiposa* Azbel, *Paulina fursenkoi* Grig., *Epistomina nemunensis* Grig., *E. multialveolata* Grig., *Trocholina transversarii* Paalz., *Globuligerina oxfordiana* (Grig.), указывающие на среднеоксфордский возраст и принадлежность к зоне по фораминиферам *Ophthalmidium strumosum* (определение К.И. Кузнецовой). Мощность 3 м.

Слой 4. Кремни пестроцветные, полосчатые, красно-желто-зеленые, слабо известковистые, плитчатые, с маломощными (до 0.5 м) прослоями известняков серых массивных. В пределах слоя встречены все виды радиолярий, известные из слоя 3, но, кроме них, появляются (обр. 6) виды *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Angulobracchia purissimaensis* (Pessagno), *Emiluvia orea* Baumgartner, *Napora bukryi* Pessagno, *Spongocapsula peramp-la* (Rust). Вид *Tetratrabs* sp. cf. *T. bulbosa* Baumgartner исчезает, начиная с середины данного слоя (обр. 7). Эти данные дают основание считать возраст слоя 4 позднеоксфордско-раннетитонским. Мощность 4 м.

Слой 5. Известняки глинистые серо-зеленые плитчатые. В этом слое (обр. 9) зафиксировано первое появление радиолярий вида *Acaeniotyle umbilicata* (Rust). Мощность 15 м.

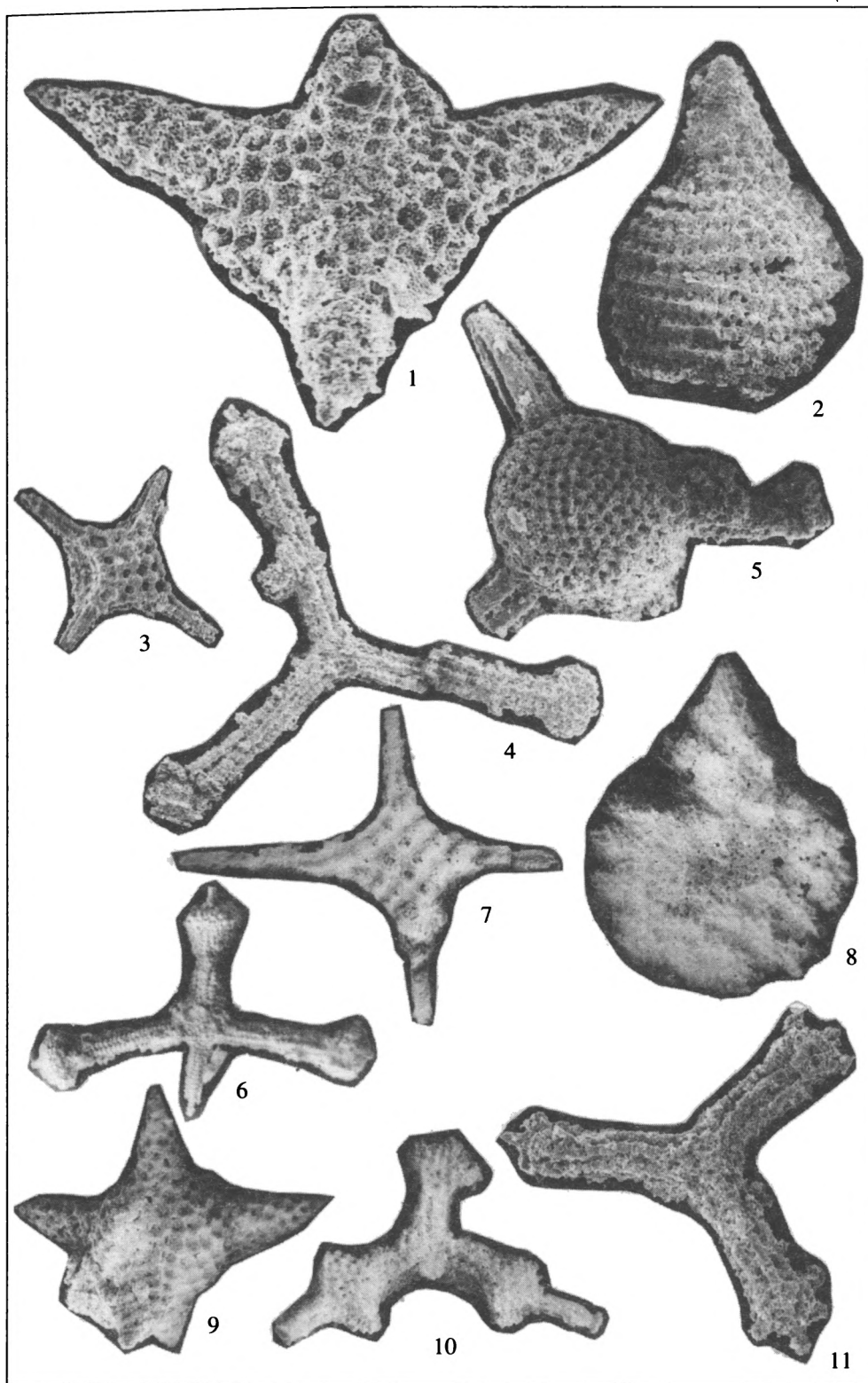
Слой 6. Известняки красные и розовые комковатые, глинистые, слабо песчанистые, с многочисленными остатками аммонитов, белемнитов и фораминифер (обр. 12) *Globuligerina oxfordiana* (Grig.) ранне-среднеоксфордского возраста (определение К.И. Кузнецовой). Слагают линзу мощностью до 7 м, замещающуюся по простираанию полосчатыми кремнями, содержащими (обр. 11) тот же (позднеоксфордско-раннетитонский) комплекс радиолярий, что и слой 5.

Слой 7. Кремни известковистые, красно-зеленые, полосчатые, плитчатые, охарактеризованные (обр. 13) тем же комплексом радиолярий, что и слой 5. На этом уровне отмечены последние находки видов *Emiluvia sedecimporata* (Rust), *E. orea*

Распространение видов радиолярий в разрезе Аладжаатлы

Виды радиолярий	Возраст																
	J ₃ ox ₂ -t ₁							J ₃ km ₂ -K ₁ b ₁			J ₃ t ₃ -K ₁ v ₁					K ₁ v ₃	
	9-11*							11-13*			13-16*					17*	
	1	6	7	8	9	11	13	15	18	19	20	24	25	26	27	29	30
Acanthocircus trizonalis trizonalis	+	+	+	+		+											
Emiluvia sedecimporata	+	+	+	+		+	+										
E. salensis	+	+	+	+													
Mirifusus dianae	+	+	+	+	+	+	+		+								
Podocapsa amphitrepta	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Ristola altissima	+	+	+	+			+	+	+	+	+		+	+			
Tetrarabs sp. cf. T. bulbosa	+	+	+							+	+	+	+	+	+		
Triactoma sp. cf. T. blakei	+	+	+	+		+	+										
Tritrabs sp. cf. T. casmaliaensis	+		+	+		+	+										
T. ewingi	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+		+	+	+		+
T. sp. cf. T. exotica	+			+													
Acaeniotyle diaphorogona		+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
Angulobracchia purissimaensis		+	+	+													
Emiluvia orea		+	+	+		+	+										
Napora bukryi		+	+	+		+	+										
Spongocapsula perampla		+	+	+		+	+										
Acaeniotyle umbilicata					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+
Ditrabs sansalvadorensis								+	+	+	+	+	+	+	+		
Archaeodictyomitra apiara									+	+	+	+	+	+	+	+	+
Bistarkum brevilatum									+	+	+						
B. valdorbiense									+	+	+						
Obesacapsula sp. cf. O. morroensis									+	+		+	+	+			
O. cetia									+	+	+	+		+	+		
O. sp. aff. O. rusconensis									+	+	+	+	+				
Parvicingula boesii									+	+	+	+	+	+	+		
Wrangellium sp. aff. W. depressum									+	+	+	+	+	+	+		
Xitus spicularius									+	+	+	+	+	+			+
Acanthocircus trizonalis dicranacanthos											+	+	+	+	+		+
Alievium helenae											+	+	+	+	+	+	+
Angulobracchia portmanni											+	+	+	+	+	+	+
Acanthocircus sp. cf. A. hueyi											+	+	+	+			
A. multidentatus											+	+	+	+			
Archaeospongoprimum patricki											+	+	+	+	+		+
Emiluvia chica decussata											+	+	+	+		+	+
Godia sp. aff. G. concava											+	+	+	+	+		
Katroma millotti											+	+	+	+			+
Obesacapsula sp. aff. O. bullata											+	+	+	+			
Pantanellium berriasianum											+	+	+	+			
P. squinaboli											+	+	+	+			
Paronaella (?) tubulata											+	+	+	+	+		+
Parvivacca sp. cf. P. magna											+	+	+	+			
Podobursa polylophia											+	+	+	+	+	+	+
Pseudoaulophacus (?) pauliani											+	+	+	+			
P. (?) sp. cf. P. florealis											+		+				
Pseudodictyomitra carpatica											+	+	+	+	+		+
Spongocapsula sp. aff. S. palmerae											+	+	+	+			
Syringocapsa sp. aff. S. coronata											+	+	+				
S. longitubus											+	+	+	+	+		
Wrangellium sp. cf. W. puga											+	+	+	+	+	+	+
Xitus sp. cf. X. alievi												+	+	+	+		+
Cecrops septomporatus																+	+

9-11* – зоны (по Baumgartner et al., 1995); 1-30 – номера образцов.



Радиолярии верхней юры и нижнего мела разреза Аладжаатлы (для таблиц I–IV).

1, 9. *Podocapsa amphitrepta* Foreman; 1 – обр. 1, $\times 235$; 9 – обр. 7, $\times 100$. 2. *Mirifusus diana* (Karrer), обр. 7, $\times 125$. 3, 7. *Emiluvia sedecimporata elegans* Pessagno; 3 – обр. 6, $\times 90$; 7 – обр. 7, $\times 100$. 4. *Tritrabs ewingi* (Pessagno), обр. 19–6, $\times 90$. 5. *Triactoma* sp. cf. *T. tithonianum* (Rust), обр. 19–7, $\times 145$. 6. *Tetratrabs bulbosa* Baumgartner, обр. 19–7, $\times 40$. 8. *Obesacapsula cetia* (Foreman), обр. 19–7, $\times 110$. 10. *Homoeoparonaella* (?) sp., обр. 19–6, $\times 100$. 11. *Tritrabs casmaliensis* (Pessagno), обр. 19–11, $\times 140$.

Baumgartner, Napora bukryi Pessagno, Spongocapsula perampla (Rust), Triactoma sp. cf. T. blakei (Pessagno), Tritrabs sp. cf. T. casmaliaensis (Pessagno). Мощность 7 м.

Слой 8. Известняки желтовато-серые глинистые, плитчатые с частыми прослоями мергелей и известковистых аргиллитов светло-серых и редкими горизонтами калькаренитов мелкозернистых. В низах этого слоя (обр. 15) появляются радиолярии *Ditrabs sansalvadorensis* (Pessagno). В верхней части слоя (обр. 18) появляются радиолярии *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Bistarkum brevilatum* Jud, *B. valdorbiense* Jud, *Obesacapsula* sp. cf. *O. morroensis* Pessagno, *O. cetia* (Foreman), *O. sp. aff. O. rusconensis* Baumgartner, *Parvicingula boesii* (Parona), *Wrangellium* sp. aff. *W. depressum* (Baumgartner), *Xitus spicularius* (Aliev) (табл. II). Здесь же (обр. 18) отмечено последнее появление радиолярий *Emiluvia salensis* Pessagno. Эти данные говорят о том, что возраст данного слоя может оцениваться от позднего кимериджа до начала берриаса (Baumgartner et al., 1995). Мощность 33 м.

Слой 9. Известняки светло-серые и белые, пелитоморфные, неясноплитчатые, с многочисленными кремневыми конкрециями и прослоями. Здесь (обр. 20) продолжает встречаться комплекс радиолярий предыдущего слоя и отмечено первое появление видов *Acanthocircus trizonalis dicranacanthos* (Squinabol), *Alievium helenae* Schaaf и *Angulobracchia portmanni* Baumgartner. Здесь же отмечены последние находки *Bistarkum brevilatum* Jud и *B. valdorbiense* Jud. Все это указывает на то, что возраст данного слоя следует оценивать в пределах от позднего титона до позднего берриаса. Мощность 17 м.

Слой 10. Брекчии известняковые с неокатанными и полуокатанными обломками известняков, конкреционных кремней, калькаренитов, известковистых песчаников. Цемент известковистый, слабо развитый. Мощность 2 м.

Слой 11. Известняки белые, пелитоморфные, массивные и неясноплитчатые, иногда с раковинным детритом и единичными аптихами аммонитов, с частыми прослоями калькаренитов серых, с кремневыми конкрециями и прослоями. Встречаются маломощные (до 1 м) пласты брекчий, а также горизонты с текстурами подводного оползания. В подошве слоя (обр. 24, 25, 26) отмечено первое появление радиолярий *Acanthocircus* sp. cf. *A. hueyi* (Pessagno), *A. multidentatus* (Squinabol), *Archaeospongoprimum patricki* Jud, *Emiluvia chica decussata* Steiger, *Godia* sp. aff. *G. concava* (Li et Wu), *Katroma millotti* Schaaf, *Obesacapsula* sp. aff. *O. bullata* Steiger, *Pantanellium berriasianum* Baumgartner, *P. squinaboli* (Tan), *Paronaella* (?) *tubulata* Steiger, *Parvivacca* sp. cf. *P. magna* Jud, *Podobursa polylophia* Foreman, *Pseudoaulophacus* (?) *pauliani* Jud, *P. (?) sp. cf. P. florealis* Jud, *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Spongocapsula* sp. aff. *S. palmerae* Pessagno,

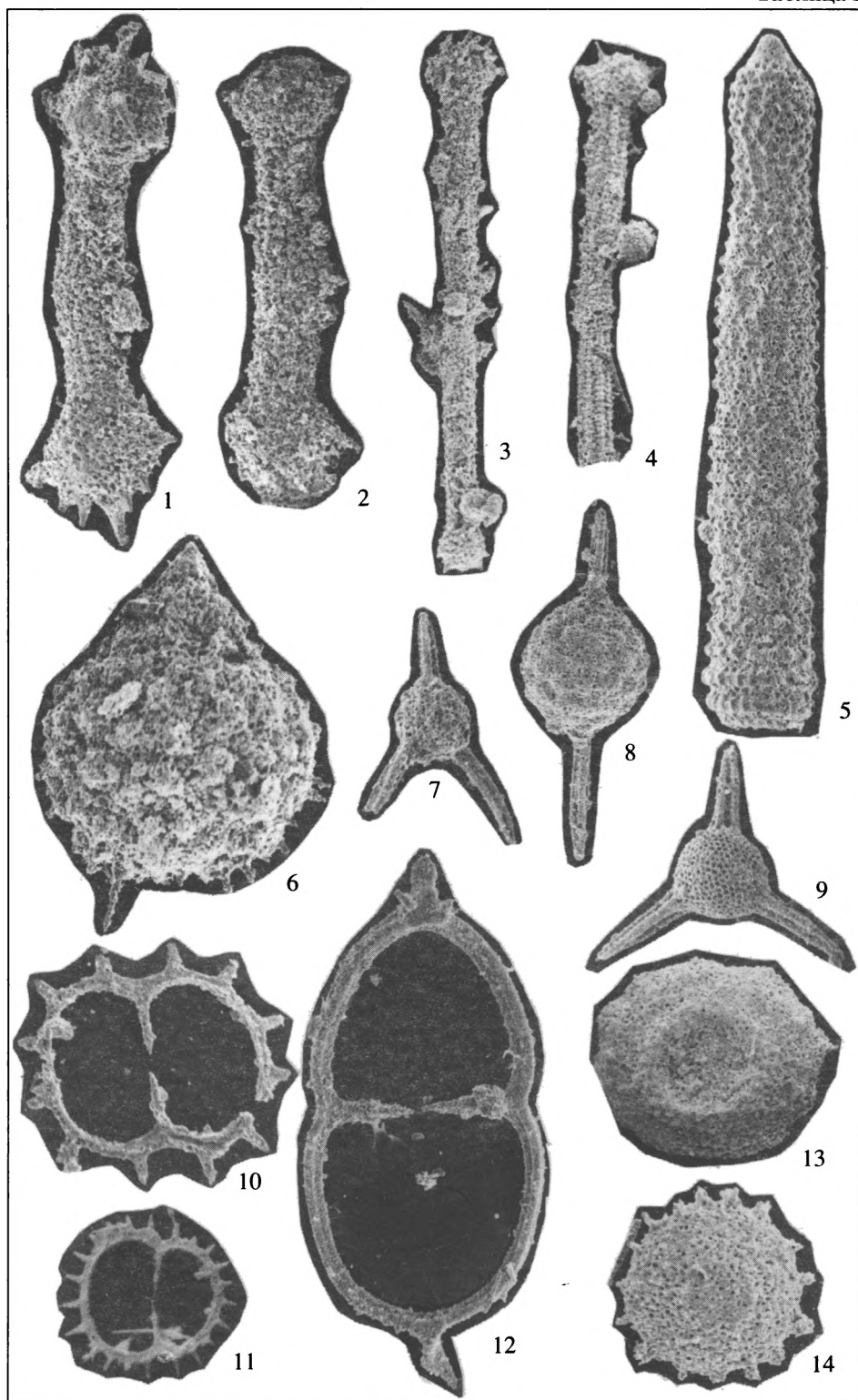
Syringocapsa sp. aff. *S. coronata* Steiger, *S. longitubus* Jud, *Wrangellium* sp. cf. *W. puga* (Schaaf), *Xitus* sp. cf. *X. alievi* (Foreman) (табл. III–IV). Данные виды указывают на позднеберриаско-ранневаланжинский возраст (Baumgartner et al., 1995). Выше, в 15 м от подошвы слоя (обр. 29), появляются радиолярии *Cecrops septemporatus* (Parona), и здесь же исчезают *Pantanellium berriasianum* Baumgartner и *Obesacapsula cetia* (Foreman), что указывает на поздневаланжинский возраст. Видимая мощность 40 м.

Таким образом, юрско-меловые отложения в районе с. Аладжаатлы имеют тектонические взаимоотношения с формацией Каракая, причем нижняя и средняя юра в данном разрезе полностью отсутствуют. Это косвенно подтверждается и тем, что достоверные отложения лейаса и доггера, трансгрессивно перекрывающие формацию Каракая в районе села Кесрелик (10 км севернее Анкары), имеют совершенно иной литологический состав (конгломераты, песчаники и алевролиты с прослоями мергелей и известняков фации аммонитико росо). На основании радиолярий в районе с. Аладжаатлы выделяются: средний оксфорд–нижний титон (слои 1–7), верхний кимеридж–нижний берриас (слой 8), верхний титон – нижний валанжин (слой 9 – нижняя часть слоя 11), верхний валанжин (верхняя часть слоя 11). Эти данные предварительны и требуют обсуждения и дополнения.

Ассоциация радиолярий слоя 1 (обр. 1) по своему составу может быть признана типичной для зон 9–11 среднеюрско-нижнемеловой стандартной зональной радиоляриевой шкалы Средиземноморского региона (средний оксфорд – нижний титон) (Baumgartner et al., 1995). Следует отметить, что подразделения этой шкалы являются достаточно дробными, но, тем не менее, имеют взаимно перекрывающиеся стратиграфические интервалы, что находит свое отражение и в стратиграфических выводах по данному разрезу.

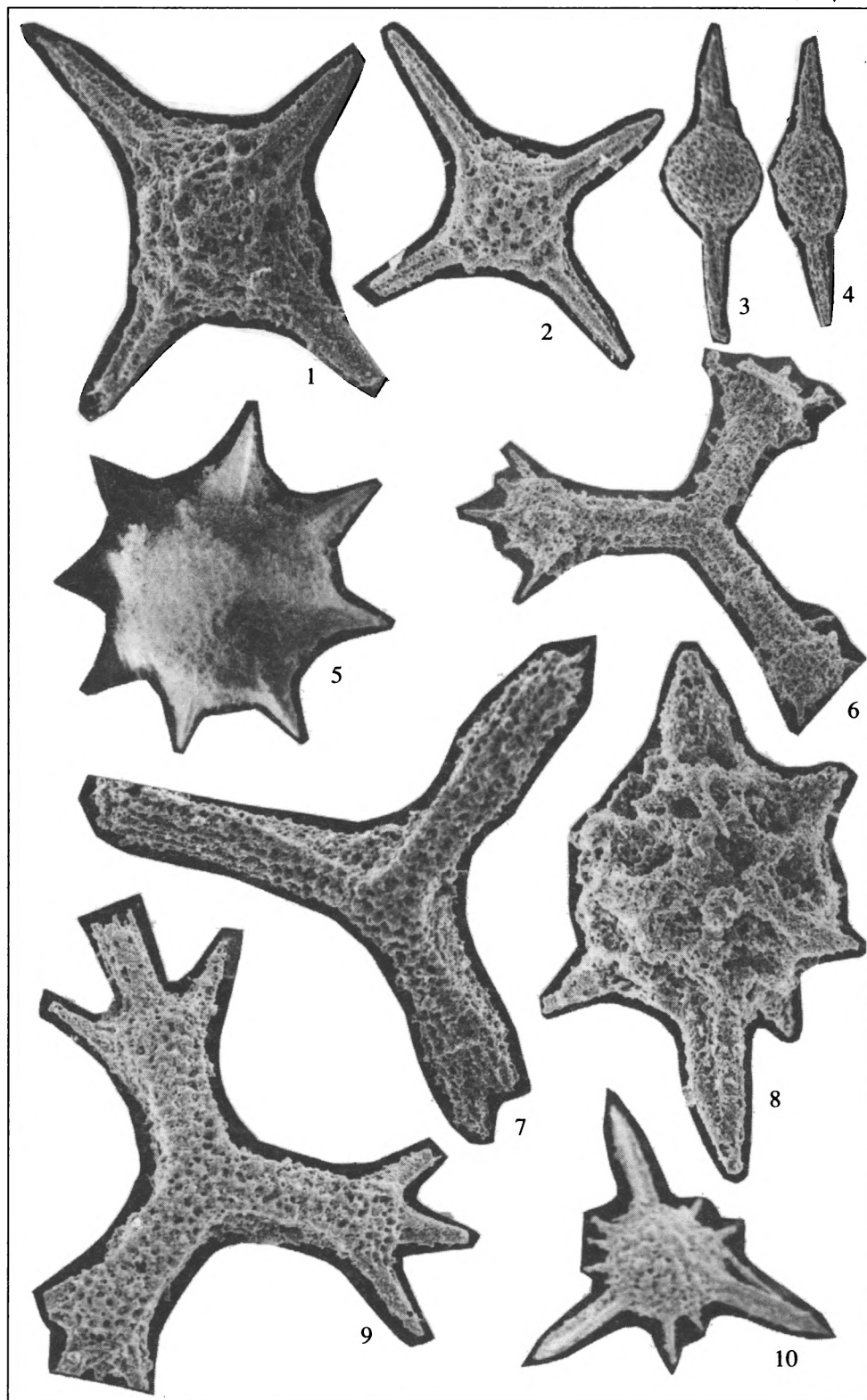
Ассоциация фораминифер известняков слоя 3 (обр. 4) имеет среднеоксфордский возраст, между тем, как комплексы радиолярий нижележащих (обр. 1) и вышележащих (обр. 6) кремнистых отложений указывают на средний оксфорд – нижний титон и, соответственно, верхний оксфорд – нижний титон. При этом отмечается некоторое несовпадение возраста по радиоляриям и фораминиферам, что может быть объяснено двояко. С одной стороны, зональная шкала верхней юры по радиоляриям находится в процессе разработки и непрерывно уточняется, так что не исключены некоторые неясности в проведении зональных границ существующего в настоящее время рабочего варианта шкалы. С другой стороны, следует учитывать, что радиолярии были обнаружены в кремнистых породах, доминирующих в нижней части разреза Аладжаатлы, а находки фораминифер приурочены к линзам известняков фации аммонитико росо, имеющих более мелководное

Таблица II

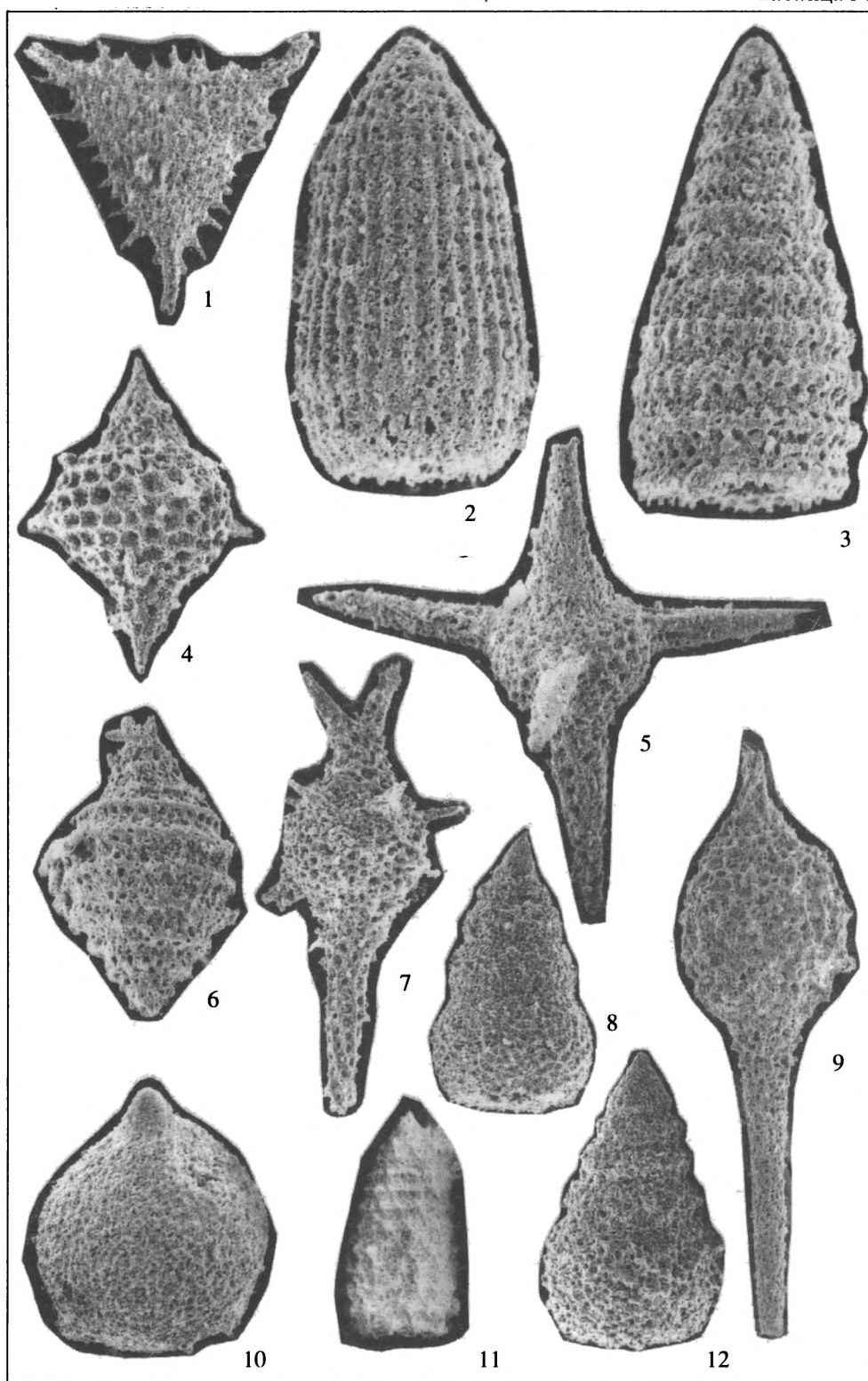


- 1, 2. *Bistarkum brevilatum* Jud; оба – обр. 19–18, $\times 80$. 3, 4. *Ditrabs sansalvadorensis* (Pessagno); оба – обр. 19–20, $\times 70$. 5. *Ristola altissima* (Rust), обр. 19–25, $\times 110$. 6. *Sethocapsa* sp. cf. *S. trachyostraca* Foreman, обр. 19–18, $\times 95$. 7. *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, обр. 19–25, $\times 90$. 8. *Acaeniotyle umbilicata* (Rust), обр. 19–25, $\times 90$. 9. *Triactoma* sp. ex gr. *T. tithonianum* (Rust), обр. 19–25, $\times 105$. 10. *Acanthocircus* sp. cf. *A. hueyi* (Pessagno), обр. 19–25, 2130. 11. *Acanthocircus multidentatus* (Squinabol), обр. 19–26, $\times 125$. 12. *Acanthocircus trizonalis* (Rust), обр. 19–25, $\times 85$. 13. *Godia* sp. aff. *G. concava* (Li et Wu), обр. 19–26, $\times 140$. 14. *Patellula helios* (Squinabol), обр. 19–26, $\times 140$.

Таблица III



1, 2. *Emiluvia chica decussata* Steiger, обр. 19–25, $\times 225$; 19–26, $\times 140$. 3. *Archaeospongoprunum patricki* Jud, обр. 19–25, $\times 120$. 4. *Archaeospongoprunum* sp., обр. 19–25, $\times 120$. 5. *Pseudoaulophacus (?) pauliani* Jud, обр. 19–25, $\times 100$. 6. *Tritrabs ewingi* (Pessagno), обр. 19–25, $\times 90$. 7. *Angulobracchia (?) portmanni* Baumgartner, обр. 19–25, $\times 165$. 8. *Pantanellium berriasianum* Baumgartner, обр. 19–25, $\times 225$. 9. *Halesium (?)* sp. aff. *H. nebianii* (Squinabol), обр. 19–25, $\times 165$. 10. *Alievium helenae* Schaaf, обр. 19–25, $\times 100$.



1. *Paronaella* (?) sp. ex gr. *P. (?) trifoliacea* Ozwoldova, обр. 19–25, $\times 105$. 2. *Archaeodiotyomitra apiara* (Rust), обр. 19–25, $\times 280$. 3. *Wrangellium* (?) sp. cf. *W. (?) puga* (Schaaf), обр. 19–25, $\times 250$. 4. *Syringocapsa coronata* Steiger, обр. 19–25, $\times 120$. 5. *Podocapsa* sp., обр. 19–25, $\times 100$. 6. *Parvingula boesii* (Parona), обр. 19–25, $\times 145$. 7. *Katroma millotti* Schaaf, обр. 19–24, $\times 130$. 8, 12. *Spongocapsula* sp. aff. *S. palmerae* Pessagno, обр. 19–25, $\times 100$. 9. *Syringocapsa longitubus* Jud, обр. 19–25, $\times 140$. 10. *Obesacapsula* sp. aff. *O. bullata* Steiger, обр. 19–25, $\times 90$. 11. *Xitus* sp. cf. *X. alievi* (Foreman), обр. 19–25, $\times 100$.

происхождение. Согласно залегание известняков среди кремнистых пород, отсутствие каких-либо мелких фрагментов или обломочных шлейфов этих карбонатных пород на простираии линз не дают основание считать тела известняков аммонитико росо сползшими глыбами. В составе сообщества фораминифер отсутствуют какие-либо переотложенные или нетипичные для данного комплекса экземпляры (К.И. Кузнецова, устное сообщение), и это, наряду с особенностями текстуры и залегания, вынуждает отказаться от объяснения данного явления процессами размыва и переотложения турбидитами или контуритами. В то же время известно, что для фации аммонитико росо характерны весьма медленные процессы литификации. Поэтому, не исключено, что данные тела известняков сформировались в процессе оползания масс нелитифицированного карбонатного осадка и захоронения их в области кремнистой седиментации. Это отчасти подтверждается характером текстуры и слоистости известняков, а также тем, что оба известных в разрезе Аладжаатлы горизонты аммонитико росо имеют одинаковый или очень близкий возраст (нижний?–средний оксфорд), несмотря на весьма разное положение их в разрезе. Для решения этого вопроса требуется продолжение исследований. В частности, необходимо изучение аммонитов и белемнитов, в изобилии встречающихся в известняках аммонитико росо, а также поиски фораминифер и иной микрофауны в породах, вмещающих тела известняков. Следует указать, что при просмотре большого количества шлифов пород данного разреза не удалось обнаружить остатки кальпионеллид, но были выявлены отдельные раковины фораминифер, требующих более детального изучения. Поиски нанопланктона пока не предпринимались.

На уровне слоя 4 (обр. 6) наблюдается появление многочисленных видов радиолярий (*Acaeniotyle diaphorogona*, *Angulobracchia purisimaensis*, *Emiluvia orea*, *Spongocapsula perampla*), свидетельствующих о позднеоксфордско-раннетитонском возрасте слоев 4–7, сопоставимых, таким образом с зонами 10–11 Западного Средиземноморья (Baumgartner et al., 1995). В то же время находка *Globuligerina oxfordiana* в известняках слоя 6 (обр. 12) указывает на нижний–средний оксфорд.

Ассоциация радиолярий слоя 8 существенно отличается от комплексов нижележащих слоев и может быть сопоставлена с комплексами зон 11–13 верхнего кимериджа–нижнего берриаса Западного Средиземноморья (Baumgartner et al., 1995) на основании появления таких видов, как *Ditrabs salvadorensis*, *Bistarkum brevilatum*, *B. valdorbiense*.

Ассоциация слоя 9 может быть признана соответственной зоне D2 нижнего–среднего берриаса шкалы нижнего мела Западного Средиземноморья (Jud, 1994) или зонам 13–14 верхнего титона–верхнего берриаса наиболее современной зональ-

ной шкалы (Baumgartner et al., 1995) на основании появления видов *Acanthocircus trizonalis dicranacanthos*, *Alievium helenae* и *Angulobracchia portmanni*. Нижняя часть слоя 11, где появляются *Archaeospongoprimum patricki*, *Katroma millotti*, *Pantanellium bettiasianum* и другие виды, сопоставляется с зонами 14–16 верхнего берриаса–нижнего валанжина (Baumgartner et al., 1995). Здесь, однако, отмечено присутствие радиолярий *Ristola altissima* s. l., для которых в последних работах (Jud, 1994; Baumgartner et al., 1995) указывается распространение от зоны 7 (верхний бат) до зоны 11 (нижний титон). Это единственный таксон, распространение которого в разрезе Аладжаатлы противоречит зональной шкале П. Баумгартнера и соавторов (1995). Вряд ли можно считать эти формы хорошей сохранности переотложенными (табл. II, фиг. 5). Скорее всего, этот вопрос можно будет решить после ревизии вида *R. altissima*, возможно, путем пересмотра интервала его стратиграфического распространения.

Средняя часть слоя 11, судя по присутствию вида *Secrops septemporatus*, может быть сопоставлена с зоной E2 (начало верхнего валанжина) (Jud, 1994) или с зоной 17 верхнего валанжина (Baumgartner et al., 1995). Неясно, насколько полно присутствуют в разрезе Аладжаатлы отложения верхнего берриаса–среднего валанжина. Не исключено их частичное уничтожение путем размыва, тем более, что в составе нижнемеловых отложений этого разреза присутствуют внутриформационные известняковые брекчии, указывающие на вероятность таких явлений. Однако для решения этого вопроса необходимы дополнительные работы.

Помимо района с. Аладжаатлы, аналогичные отложения верхней юры–нижнего мела встречаются юго-западнее, вблизи с. Баллыкумджи. Здесь выделяются две толщи: 1 – переслаивание желтовато-серых глинистых известняков и мергелей видимо мощностью до 40 м, с остатками радиолярий *Bistarkum valdorbiense* Jud, *Sethocapsa cetia* Foreman (верхний кимеридж–нижний берриас, аналоги слоя 8 разреза Аладжаатлы); 2 – светло-серые и белые микритовые известняки с прослоями серых калькаренитов видимой мощностью около 60 м, с остатками радиолярий *Alievium helenae* Schaaf, *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Pantanellium bettiasianum* Baumgartner (верхний титон–нижний валанжин, аналоги слоев 9–11 разреза Аладжаатлы). Контакт между этими толщами тектонический. При постановке детальных стратиграфических исследований по верхней юре–нижнему мелу района Анкары необходимо сопоставить различные разрезы данной территории и разработать зональную шкалу с использованием метода унитарных ассоциаций, который применялся для разрезов Западного Средиземноморья (Baumgartner, 1984; Jud, 1994; Baumgartner et al., 1995).

Касаясь условий осадконакопления отложений разреза Аладжаатлы, следует отметить, что здесь доминируют планктоногенные карбонатные и кремнистые осадки, которые могли образоваться в открытом бассейне при достаточно глубоководных условиях, но не ниже уровня карбонатной компенсации. Кроме того, в составе разреза постоянно присутствуют породы мелководного происхождения, а также породы, образовавшиеся за счет разрушения и размыва мелководных осадков. Нижняя часть разреза Аладжаатлы (оксфорд–нижний титон) содержит лишь известняки аммонитико rosso, которые, как говорилось выше, могут представлять собой массы нелитифицированного осадка, сползшие из мелководной области вниз по склону. В составе средней части разреза (верхний кимеридж–нижний берриас) наблюдаются горизонты калькаренитов, которые могут являться дистальными кальцитурбидитами. Верхняя часть разреза (верхний титон–валанжин) содержит многочисленные прослои калькаренитов и карбонатных брекчий. Последние могут быть интерпретированы как проксимальные кальцитурбидиты, формировавшиеся при активной эрозии близлежащей карбонатной платформы. Осадки изученного разреза, по-видимому, накапливались у подножия склона карбонатной платформы, в непосредственной близости от шельфа, и не могут рассматриваться как пелагические отложения центральной части океана. В пользу этого говорит и их относительно большая мощность (около 130 м) при стратиграфическом интервале (оксфорд–валанжин), лишь немного превышающем величину обычного отдела. Для сравнения мощность триасовых (олек–рэт) кремнистых отложений Южного Сихотэ-Алиня лишь немногим более 60 м (Брагин, 1991).

Основные выводы, полученные в результате данной работы, сводятся к следующему:

1. Стратиграфический интервал разреза Аладжаатлы – верхняя юра–нижняя часть нижнего мела, а не все три отдела юрской системы, как полагали предыдущие исследователи. Кремни и кремнистые известняки с радиоляриями, по-видимому, не характерны для лейаса и доггера района Анкары.

2. Комплексы радиолярий разреза Аладжаатлы сходны с одновозрастными комплексами Западного Средиземноморья, что обеспечивает возможность корреляции разрезов и применения в расчленении юры–мела Турции метода унитарных ассоциаций.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 97-05-64884).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с.
- Batman B., Kulaksiz S., Gormus S. A study related to deformation properties of lithostratigraphic properties of Jura-Cretaceous age in Alacaatli Region, (SW Ankara) // Publ. Of Inst. Of Earth Sci. Hacettepe University. 1978. V. 4. № 1.2. P. 135–153.
- Baumgartner P.O. A Middle Jurassic – Early Cretaceous lowlatitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites // Eclogae geol. helv. 1984. V. 77. № 3. P. 729–837.
- Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S. et al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. Mem. Geol. Lausanne, 1985. № 23. 1172 p.
- Jud R. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. Mem. Geol. Lausanne, 1984. № 19. 147 p.

Рецензенты В.С. Вишневская, И.А. Басов

УДК 551.763+561(571.6)

ФИТОСТРАТИГРАФИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ФЛОР В АЛЬБЕ–ПОЗДНЕМ МЕЛУ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ¹

© 1999 г. А. Б. Герман

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

Поступила в редакцию 25.06.97 г.

Рассматриваются представления о составе и стратиграфическом положении меловых флор Северо-Востока Азии. Эти флоры отражают различные существовавшие в то время ландшафты и часто поэтому трудносопоставимы. Часть территории Северо-Востока Азии и Аляски в позднем мелу была занята морскими бассейнами. К ним примыкали прибрежные низменности с хорошо развитой речной сетью. Далее в глубь суши располагались возвышенности и равнины, не заливавшиеся морем, на которых континентальные отложения накапливались в изолированных впадинах. Вблизи восточного края Азиатского материка протягивалось нагорье Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Во всех позднеальбских–позднемеловых флорах Северо-Востока Азии и Аляски, существовавших на прибрежно-морских равнинах, доминировали покрытосеменные. Во внутриконтинентальных впадинах и на возвышенностях вулканического нагорья сосуществовали как “кайнофитные” флоры с преобладанием покрытосеменных, сопоставимые с таковыми прибрежных равнин, так и “мезофитные”, в которых доминировали папоротники и голосеменные, а покрытосеменные были чрезвычайно редки. Причину сосуществования разнотипных флор следует искать в способности ранних покрытосеменных заселять нарушенные местообитания: растительность прибрежных равнин периодически уничтожалась морскими трансгрессиями и миграциями русел меандрирующих рек, что постоянно поддерживало существование таких местообитаний. Постепенно сообщества, формируемые этими растениями, проникали вдоль речных долин в глубь континента, населенного хвойно-папоротниковой растительностью.

Ключевые слова. Северная Пацифика, альб, поздний мел, флостратиграфия, флорогенез, неморские отложения, ландшафты, покрытосеменные.

ВВЕДЕНИЕ

Неморские меловые отложения чрезвычайно широко развиты на территории Северной Пацифики – региона, охватывающего арктические районы (т.е. районы к северу от палеошироты 65° с.ш.) Северо-Востока Азии и Аляски, обрамлявшие северную часть древнего Тихого океана. Расчленение и корреляция этих отложений в большинстве случаев основывается на палеоботанических данных, значение которых для проведения геологической съемки и тематических стратиграфических работ в регионе трудно переоценить.

Начало интенсивного изучения меловых флор Северной Пацифики приходится на первую половину нашего столетия. Наиболее важные результаты в это время были получены А.Н. Криштофовичем и А. Голликом. Позднее исследованию этих флор и флостратиграфии меловых флороносных толщ региона были посвящены работы Т.Н. Байковской, Л.Ю. Буданцева, В.Ф. Белого, В.А. Вахрамеева, Н.Д. Василевской и Л.Н. Абрамовой, Л.Б. Головнёвой, А.Ф. Ефимовой, В.А. Краси-

ва, Е.Л. Лебедева, В.А. Самылиной, Ч.Дж. Смайли, Р.Э. Спайсера, Г.Г. Филипповой, С.В. Щепетова и др., внесшие значительный вклад в их изучение. С начала 80-х годов автор статьи также принимал участие в изучении меловых флор и стратиграфии этого региона.

В начале этой статьи приводится краткий обзор существующих ныне воззрений на характер развития флор Северо-Востока Азии в меловом периоде и основанных на нем региональных флостратиграфических схем. Во второй части автор излагает свои представления по этим вопросам, стараясь учесть как известные и обсуждавшиеся ранее в печати данные, так и новые, полученные в последние годы. Ведущую роль во флорогенетических процессах, проходивших в позднемеловую эпоху в Северной Пацифике, автор отводит сравнительно быстрому расселению покрытосеменных растений в нестабильных, нарушенных местообитаниях приморских низменностей и их дальнейшему постепенному проникновению по речным долинам в глубь азиатского континента. Роль этих растений в эволюции позднемеловых флор региона рассмотрена в третьей

¹ Доклад на чтениях памяти В.А. Вахрамеева 13–14 ноября 1996 г. (Москва, ГИН РАН).

Таблица 1. Этапы развития апт-кампанской флоры Северо-Востока России, выделяемые различными исследователями.

Возраст	Стратофлоры Самылина, 1974, 1976, 1988	Стратофлоры Белый, 1982	Горизонты Лебедев, 1987	Флористические комплексы Филиппова, Абрамова, 1993	Возраст
Кампан			Усть-эмунеретский	Барыковский	K ₂ km
			Аянкинский		
Сантон					
Коньяк	Валижгенская		Кетандинский	Анадырский	K ₂ st
Турон	Гребёнкинская		Дукчандинский	Тыльпэгыргынайский	K ₂ k
				Аркагалинский	K ₂ t
				Чаунский	
Сеноман	Аркагалинская	Гребёнкинская	Амкинский	Гребёнкинский и Арманский	K ₂ s
		Аркагалинская			
Альб	Арманская	Арманская	Ариндский	Топтанский	K ₁ al
	Топтанская	Топтанская	Еманринский		
	Буор-кемюсская	Буор-кемюсская	Ядринский		
Апт	Сияпская	Сияпская			K ₁ ap

А

Б

части статьи. В конце статьи приводятся некоторые стратиграфические выводы.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МЕЛОВЫХ ФЛОРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ

Первая серьезная попытка разобраться в последовательности позднемиловых флор Тихоокеанского побережья России была предпринята В.А. Вахрамеевым (1966), который проанализировал стратиграфическое положение и состав всех известных к тому времени меловых флор этого района. Палеоботанические данные стали широко использоваться для расчленения и корреляции флороносных толщ Северо-Востока России с конца 60-х годов, когда В.А. Самылина (1974) предложила схему фитостратиграфии континентального нижнего и нижней части верхнего мела. Ею была установлена последовательность

из восьми этапов развития древней флоры (стратофлор по ее терминологии) с конца юры по турон включительно. Схема была принята на 2-м Межведомственном стратиграфическом совещании по Северо-Востоку СССР (Решения..., 1978) и получила очень широкое применение в практике стратиграфических и геолого-съёмочных работ. Позднее были выявлены позднемиловые этапы развития флоры региона (Буданцев, 1970, 1983; Герман, 1985, 1988, 1991; Самылина, 1986, 1988; Киричкова, Самылина, 1978; Красилов и др., 1981; Головнёва, 1990; Несов, Головнёва, 1990) и обосновано выделение соответствующих им фитостратиграфических горизонтов для Анадырско-Корякской области (Герман, 1993а) в интервале до конца мелового периода.

В ряде последующих публикаций (Белый, 1982; Филатова, Лебедев, 1982; Лебедев, 1979, 1987, 1992 и др.), посвященных стратиграфии неморского мела Северо-Востока России, схема В.А. Самылиной (1974) была принята без сколь-

ко-нибудь значительных изменений (табл. 1А). Согласно ее представлениям, первые покрытосеменные появляются на Северо-Востоке Азии в недрах мезофитной флоры в начале альба (в буоркемюсской стратофлоре), их количество и разнообразие в течение альбского века нарастают, и в арманской стратофлоре (поздний альб) они впервые достигают доминирующего положения. Однако в следующей за ней раннесеноманской аркагалинской стратофлоре разнообразие и количество покрытосеменных резко падают. По мнению Самылиной, эта флора, обладающая весьма необычным составом (доминирование продвинутых родов хвойных при чрезвычайной редкости покрытосеменных), являет собой флуктуацию в последовательности стратофлор, вызванную экстремальным похолоданием, связанным с усилением вулканической деятельности в регионе. С позднего сеномана (гребенкинской стратофлоры) покрытосеменные вновь и уже окончательно завоевывают доминирующее положение.

Существенно иной точки зрения на последовательность и возраст этапов развития меловой флоры Северо-Востока Азии придерживаются Г.Г. Филиппова (1975а, 1979, 1990; Филиппова, Абрамова, 1993) и В.А. Красилов (1975, 1979; Красилов и др., 1981). Они обратили внимание на наиболее уязвимое место в схеме В.А. Самылиной – положение в ряду флор аркагалинской стратофлоры, высказав сомнение в правильности последовательности “арманская–аркагалинская–гребенкинская” флоры. По мнению Г.Г. Филипповой, арманская флора одновозрастна гребенкинской, а аркагалинская моложе обеих (табл. 1Б).

Еще одним предметом многолетних споров стал вопрос о возрасте чаунского флористического комплекса и его положении в ряду меловых флор Северо-Востока России (табл. 1). Этот комплекс происходит из вулканогенных накоплений чаунской серии в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и характеризуется чрезвычайно своеобразным составом: большим количеством эндемичных растений, крупнолистных цикадофитов, присутствием чекановскиевого наряду с многочисленными продвинутыми родами хвойных и чрезвычайной редкостью покрытосеменных, относящихся, однако, к позднемеловым родам. В.А. Самылина (1974, 1988) считает эту флору позднеальбской, существовавшей одновременно с арманской. Близкую точку зрения отстаивают В.Ф. Белый (1977, 1982, 1994) и Е.Л. Лебедев (1987).

Г.Г. Филиппова (Филиппова, Абрамова, 1993), напротив, полагает, что чаунская флора существовала в раннем туроне (табл. 1Б). Эта точка зрения ставит, однако, два вопроса, ответа на которые ее автор не приводит: во-первых, почему гребенская флора, где покрытосеменные весьма

разнообразны и многочисленны и представлены как мелколистными, так и крупнолистными формами, сменилась чаунской и затем аркагалинской, в которых эти растения чрезвычайно редки и исключительно мелколистные, а эти две флоры в свою очередь сменились коньякской тыльпегыргынской флорой, в которой покрытосеменные снова многочисленны и многие из них крупнолистные и, во-вторых, чем объясняется, что в туроне одновременно с чаунской и аркагалинской флорами существовала резко отличная от них пенжинская флора (Герман, 1991), в которой покрытосеменные доминировали и многие из них имели очень крупные листья?

Между тем, в последние годы был получен ряд новых данных о составе и возрасте меловых флор Северо-Востока Азии, ставящих под сомнение некоторые аспекты рассмотренных схем В.А. Самылиной и Г.Г. Филипповой. Среди таких данных надо упомянуть следующие.

1. С.В. Щепетов, Б.В. Белая и автор, исследовав район распространения гребенкинской флоры на правобережье р. Анадырь и палинологические пробы оттуда, показали, что ее возраст более древний, чем предполагалось ранее – позднеальбский–сеноманский, причем возраст “классического” местонахождения растительных остатков на р. Гребёнка находится в пределах позднего альба–раннего сеномана (Щепетов, Герман, 1990; Щепетов и др., 1992).

2. С.В. Щепетов и автор, переизучив арманскую флору, пришли к тому же выводу, который ранее высказывался Г.Г. Филипповой, а именно, что по возрасту она, вероятно, очень близка гребенкинской. Это же подтвердило сравнение двух указанных флор с ископаемыми флорами Северной Аляски (Герман, Спайсер, 1997а).

3. Недавно полученные нами данные по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированию четырех образцов вулканогенных пород верхней половины чаунской серии (из пыкарваамской, вороньинской и коевуньской свит) дали возраст в интервале от 86.7 до 88.9 млн. лет (коньякский век), из чего можно предположить, что возраст всей серии и чаунской флоры лежит в пределах туронского и коньякского веков (Herman et al., 1996; Kelley et al., in press). Соответственно, более молодым, чем коньякский, должен считаться возраст ископаемых флор “аркагалинского” типа из отложений, перекрывающих чаунскую серию.

4. Палинологический анализ образцов из отложений Аркагалинской угленосной впадины, содержащих аркагалинскую флору, позволили В.С. Маркевич (1989, 1990) прийти к выводу об их позднеурон-сантонском возрасте; ранее Б.В. Белая (Белый, Самылина, 1987) указывала на наличие пылевых зерен сеноманского возраста в первомайской свите Примагаданья, тафофлору ко-

торой В.А. Самылина относит к аркагалинской стратофлоре.

5. В составе ископаемой флоры ольской свиты междуречья Армани и Олы, которая рассматривается В.А. Самылиной (1988) как типичное проявление аркагалинской стратофлоры, С.В. Щепетовым был найден, а автором описан отпечаток *Macclintockia beringiana* Негман – вида, характерного для раннекампанской флоры из барыковской свиты бухты Угольной (Герман, 1985, 1991; Герман, Щепетов, 1997). Находки этого вида не могут рассматриваться как безусловное свидетельство одновозрастности барыковской и ольской свит, однако говорят в пользу сенонского (предположительно кампанского) возраста последней и содержащихся в ней остатков растений.

6. С.В. Щепетов (1991) высказал мнение о сеноман-раннетуронском возрасте чаунской флоры и ее синхронности с аркагалинской, но позже (Щепетов, 1995а) стал датировать их в широких возрастных пределах: чаунскую – ранним и поздним мелом, аркагалинскую – поздним мелом, исключая конец эпохи. В.Ф. Белый (1997), проанализировав систематический состав чаунской и аркагалинской флор, пришел к выводу об их флорогенетической связи. Последнюю он предложил исключить из “общего сукцессионного ряда палеофлор Северо-Восточной Азии и Сибирско-Канадской области в целом”.

7. Рядом исследователей было обращено внимание на то, что Северо-Восток России с середины или конца альбского века был неоднороден в структурно-ландшафтном плане и включал три области: окраинно-континентальное вулканическое нагорье, низменные внутриконтинентальные равнины к западу и северо-западу и прибрежные низменности к востоку и юго-востоку от него (Красилов, 1975, 1979; Белый, Самылина, 1987; Негман, 1989, 1994; Герман, 1993а; Лебедев, 1976, 1987, 1992; Похиалайнен, 1994; Белый, 1997, и др.). Автором (Негман, 1989, 1994; Герман, 1993а) было предложено именовать эти области соответственно Охотско-Чукотским (ОЧСР), Верхояно-Чукотским (ВЧСР) и Анадырско-Корякским (АКСР) субрегионами, придавая им характер флористико-палеогеографических подразделений, а также высказано мнение, что флостратиграфические схемы следует выстраивать отдельно для каждого из данных субрегионов и затем пытаться их коррелировать между собой и со шкалой по морским моллюскам.

Попытку осуществить такой подход предпринял С.В. Щепетов (1995а, 1995б). В опубликованной им схеме корреляции неморских отложений указанных трех субрегионов (рис. 1) для ВЧСР он оставил те же подразделения, что ранее были выделены на территории субрегиона В.А. Самылиной (1974; и др.), но с иной датировкой аркагалин-

ской флоры (весь поздний мел, исключая конец эпохи). Для АКСР Щепетов принял разработанную автором (Герман, 1993а) субрегиональную схему, несколько ее “огрубив” и отказавшись, вслед за Самылиной (1986), от выделения пенжинского и кайваемского этапов. В ОЧСР он констатировал сосуществование преимущественно хвойных флор чаунского и аркагалинского типов с богатыми покрытосеменными флорами, аналогичными гребенкинской, пенжинской и барыковской флорам АКСР.

Объяснение этому С.В. Щепетов стал искать в палеоэкологических особенностях ископаемых флор ОЧСР, а именно считая флоры чаунского типа пионерными группировками, захоронившимися в туфогенных породах чаунской серии благодаря частым вулканическим извержениям, а аркагалинскую флору – результатом “кризисного типа развития флоры” в существовавшей в пределах вулканического пояса “зоне экологического бедствия”. Суть “кризисного типа развития” он видит в постоянном снятии в результате вулканических извержений зрелых, финальных стадий ценотической сукцессии. По его мнению, существование аркагалинской флоры также и во внутриматериковой Аркагалинской впадине ВЧСР объясняется тем, что она «...была заселена с соседней территории патентами и виолентами “кризисной” сукцессии» (Щепетов, 1995б, с. 22). В находках в пределах ОЧСР аналогов богатой покрытосеменными барыковской флоры АКСР С.В. Щепетов (1995б, с. 22) видит “...результат интервенции, проникновения конкурентомощных видов с приморских равнин в пионерные и сукцессионные сообщества вулканических плато во время вулканической паузы”.

Спорные и в свою очередь требующие серьезных доказательств палеоэкологические построения С.В. Щепетов использует в качестве обоснования перехода от более детальной флостратиграфии региона, предлагавшейся его предшественниками, к менее детальной и по существу отказа от палеоботанических данных для расчленения и корреляции меловых толщ Северо-Востока Азии, поскольку детальность предложенной им флостратиграфии (рис. 1) едва ли может устроить геологов-съемщиков и стратиграфов. Представления С.В. Щепетова об эволюции меловой флоры и стратиграфии неморского мела Северо-Востока России вызывают ряд вопросов, оставленных им без объяснения, отчего его рассуждения сильно проигрывают:

– на каком основании указанные выше субрегионы выделяются им для юрско-раннемелового (досреднеальбского) времени, когда те структурно-ландшафтные различия, о которых говорилось выше, еще не сформировались;

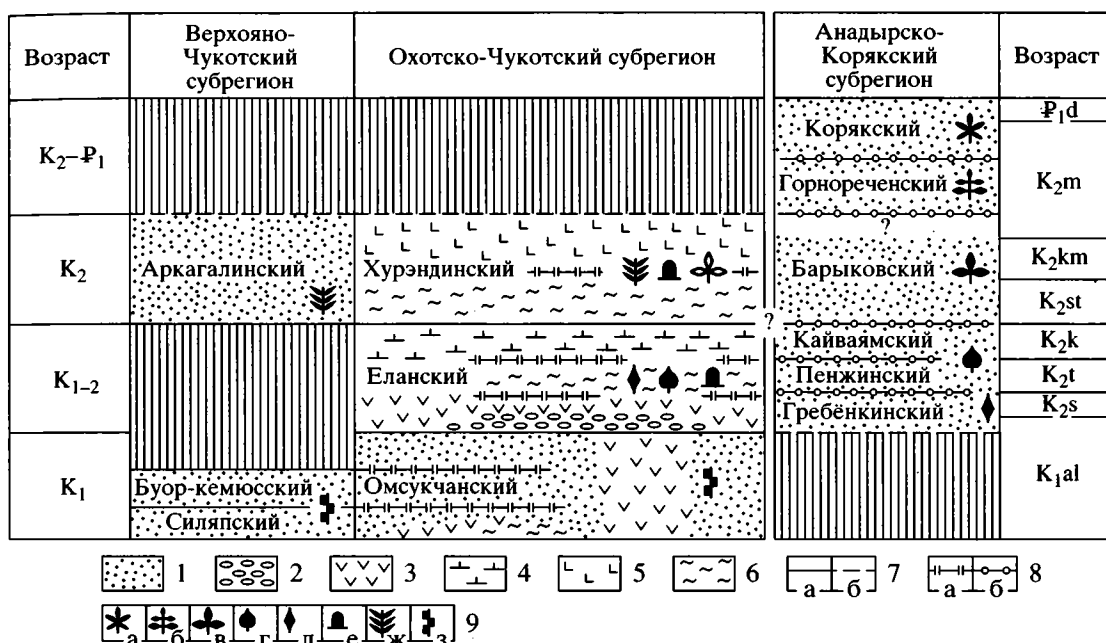


Рис. 1. Корреляция стратиграфических подразделений континентальных отложений Северо-Востока России (Щепетов, 1995а, 1995б):

1–6 – преобладающие горные породы: осадочные (1), вулканогенно-осадочные (2), вулканогенные среднего состава (3), вулканогенные преимущественно двупироксеновые среднего состава (4), вулканогенные преимущественно оливиновые среднего и основного состава (5), вулканогенные кислого состава (6); 7 – установленное (а) и предполагаемое (б) положение границ горизонтов; 8 – положение границ подгоризонтов (а) и фитогоризонтов (б); 9 – комплексы остатков растений, относимых к этапам развития флоры: а – корякскому (рарыткинскому), б – горнореченскому, в – барыковскому, г – пенжинскому, д – гребёнкинскому и арманскому, е – чаунскому, ж – аркагалинскому, з – топтанскому, буор-кемюсскому и сияльскому; незакрашенными символами обозначены их возможные аналоги.

– возможно ли в принципе захоронение во всех пяти свитах, составляющих чаунскую серию, чья суммарная мощность достигает 4000 м, исключительно только пионерных группировок растений, учитывая, что начальные стадии сукцессии обычно занимают несколько лет или первые десятилетия, т.е. геологически мгновенны;

– чем можно объяснить, что в пионерные, по мнению С.В. Щепетова, группировки вошли преимущественно папоротники и голосеменные, т.е. те растения, которые в большинстве по своим морфолого-физиологическим особенностям явно проигрывают покрытосеменным (исключительно редким в чаунской флоре) в способности участвовать в начальных стадиях фитоценотической сукцессии;

– как “экологическая нестабильность” в области “активного наземного вулканизма” может способствовать “...сохранению некоторых реликтовых форм растений” (Щепетов, 1995б, с. 23);

– какие принципы положены автором в основу подразделений ископаемых растений по жизненным стратегиям (которые привлекаются им для рассуждений о происходивших в регионе флорогенетических процессах) на эксплерентов, виолентов и пациентов;

– как “постоянное снятие зрелых фаз ценотической сукцессии”, давшее, по мнению Щепетова, эволюционно значимые последствия, может происходить в геологическом масштабе времени на всей огромной территории ОЧСР;

– почему флора аркагалинского типа, возникшая в ОЧСР “...в результате длительного развития растительных сообществ в нестабильной (кризисной) обстановке наземного вулканизма” (Щепетов, 1995б, с. 23), оказалась преадаптированной к исключительно стабильным условиям изолированной внутриконтинентальной угленосной Аркагалинской впадины и заселила ее, но при этом не смогла проникнуть на территорию АКСР и в более удаленные районы Северной Азии и Аляски?

Представления автора этой статьи существенно отличаются от приведенных выше взглядов С.В. Щепетова на характер флорогенетических процессов в меловом периоде на Северо-Востоке Азии. В предлагающуюся мною схему развития поздне меловой флоры Северной Пацифики (табл. 2) включены также данные об ископаемых флорах Северной Аляски, которые важны для правильного понимания излагаемых представлений и, как

Таблица 2. Флорогенез в альб-палеоценовое время на Северо-Востоке Азии и Северной Аляске

Возраст	Этапы развития флор субрегионов или флористические комплексы						
	Северо-Аляскин-ский субрегион	Анадырско-Ко-рякский субрегион	Охотско-Чукотский субрегион		Верхояно-Чукотский субрегион		
					р. Большой Анюй	Зырянская впадина	Аркагалинская впадина
Палеоцен	Фл. Сагвон ★	?					
		Корякский ★					
Маастрихт							
	Флора языка Когосакрак ↑	Горноре-ченский ★					
Кампан							
		Барыковский ★	Усть-эмуне-ретский ★	Ольский ↑			
Сантон							
Коньяк	Флора языка Тулувак ★	Кайваямский ★		Чаунский ↑	Чаунского типа ↑	Флора встречнин-ской свиты ★	
Турон	Флора Каолак ★	Пенжинский ★	Чинганджин-ский ★				
Сеноман	Флора языка Ниакогон и верхней части языка Киллик ★	Гребёнкин-ский ★	Арманский ↑ ★	? Амкинско-го типа ↑	↑ Флоры с доминированием па-поротников и голосеменных ★ Флоры с доминированием покрытосеменных растений		
Альб	Флора Корвин и Какповрак ↑	Ранне-гинтеровский ↑					
			Флоры буор-кемюсского и топтанского типов ↑				

говорилось выше, позволяют уточнить датировки некоторых североазиатских флор.

ФЛОРОГЕНЕЗ В АЛЬБЕ–ПОЗДНЕМ МЕЛУ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ

В раннем и среднем альбе на обширной территории суши от бассейна р. Лена до Аляски и Западной Канады и от Западного Приохотья до арктических островов Сибири существовала относительно однородная чрезвычайно богатая и разнообразная – более 150 видов (Принада, 1938; Самылина, 1960, 1964, 1967, 1974, 1976; Лебедев, 1974; Филиппова, 1975б; Smiley, 1969a, 1969b; Герман, Спайсер, 1997б; и др.) флора буор-кемюсского типа (рис. 2). К ней относятся ранне-среднеальбские ископаемые флоры р. Зырянки на левобережье р. Колымы (Зырянский угленосный бассейн), правобережья р. Колымы (Омсукчанский угленосный бассейн), Западного Приохотья (Торомский прогиб), Ульинского прогиба, бассейнов рек Большой Анюй (Айнахургенская впадина), Еропол (Умкувеевская впадина), Пенжина (Верхнепенжинская и Чалбугчанская впадины), о-ва Котельного, побережья залива Креста, района мыса Лисберн и бассейна р. Какповрак на западе Северной Аляски, бассейна р. Колвилл на востоке Северной Аляски, Западной Канады.

Именно в буор-кемюсской флоре впервые на территории Северной Пацифики появляются покрытосеменные растения. Они, однако, еще малочисленны в это время, их остатки крайне неравномерно распределены в разрезах, и во многих из перечисленных флор они вовсе не были найдены. Представляется, что к буор-кемюсской флоре следует относить также и топанскую флору Омсукчанского бассейна, рассматривавшуюся В.А. Самылиной (1976) как проявление следующего, более молодого этапа эволюции флоры Северо-Востока Азии. Однородность буор-кемюсской флоры не позволяет выделить на территории Северной Пацифики и прилегающих районов Сибирско-Канадской области в ранне-среднем альбе какие-либо флористико-палеогеографические подразделения.

В среднем–позднем альбе произошла существенная перестройка палеогеографии региона Северной Пацифики, выразившаяся в коренном структурно-ландшафтном его преобразовании (Белый, Самылина, 1987; Герман, 1993а; Белый, 1997): в это время вдоль восточной окраины Азии начал формироваться окраинно-континентальный вулканический пояс, а на Аляске продолжалось поднятие хребта Брукс, что в конечном итоге привело к обособлению на территории Северной Пацифики ряда флористико-палеогеографических субрегионов, отличавшихся друг от друга как ландшафтными особенностями, так и составом населявших их флор (рис. 3). Для суши рассмат-

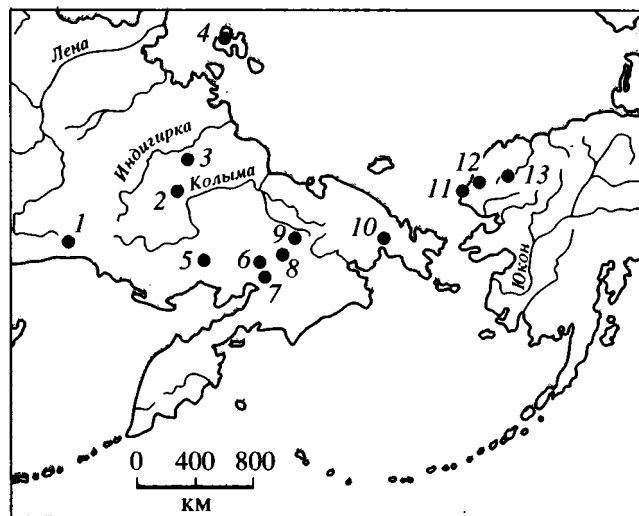


Рис. 2. Основные местонахождения ископаемой флоры буор-кемюсского типа на территории Северной Пацифики.

1 – Ульинский прогиб, 2 – р. Зырянка, 3 – бассейн р. Индигирка, 4 – остров Котельный, 5 – междуречье Балыгычана и Сугоя, 6 – Верхнепенжинская впадина, 7 – Чалбугчанская впадина, 8 – бассейн р. Еропол (Умкувеевская впадина), 9 – бассейн р. Большой Анюй (Айнахургенская впадина), 10 – залив Креста, 11 – мыс Лисберн, 12 – р. Какповрак, 13 – бассейн р. Колвилл.

риваемой территории в позднем альбе и в позднем мелу можно выделить следующие субрегионы (Герман, 1993а):

– *Верхояно-Чукотский субрегион (ВЧСР)* представлял собой внутриконтинентальную низменную или слабо всхолмленную равнину, не заливавшуюся морем, позднемеловое неморское терригенное и угленосное осадконакопление в котором происходило в изолированных впадинах;

– *Охотско-Чукотский субрегион (ОЧСР)* включал недавно сформировавшееся вулканическое нагорье с расчлененным в различной степени рельефом, причем характер пород, слагающих вулканогенный пояс, позволяет предположить, что “образованные ими вулканы трещинного и центрального типов достигали в высоту 2000–3000 м и более” (Вахрамеев, 1989, с. 38); вулканогенные и терригенные осадки, накапливавшиеся в ОЧСР, отражают обстановки межгорных впадин и вулканических плато;

– *Анадырско-Корякский субрегион (АКСР)* возник в конце альба при осушении примыкавшей к нагорью ОЧСР части Камчатско-Корякского морского бассейна; АКСР представлял собой прибрежные низменности с хорошо развитой речной сетью, старицами, озерами и болотами. В некоторые моменты меловой истории эти низменности покрывало мелководное море, изобиловавшее островами, и тогда континентальное терригенное

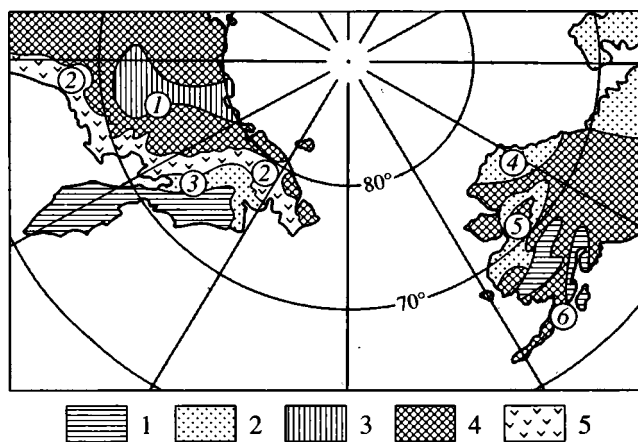


Рис. 3. Палеогеографическая схема Северной Пацифики в позднем мелу (Белый, 1994, с изменениями) и ботанико-палеогеографические субрегионы; положение континентов показано для середины позднего мела (Smith et al., 1981): 1 – устойчивый морской режим; 2 – прибрежно-морские низменности, периодически затопляемые морем; 3 – равнины, не затопляемые морем; 4 – возвышенности; 5 – вулканическое нагорье Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; цифры в кружках обозначают субрегионы: 1 – Верхояно-Чукотский, 2 – Охотско-Чукотский, 3 – Анадырско-Корякский, 4 – Северо-Аляскинский, 5 – Юкон-Коюкский, 6 – Чигниковский.

и угленосное осадконакопление здесь сменялось мелководным морским. С юго-востока к АКСП примыкал обширный Камчатско-Корякский морской бассейн; суша, располагавшаяся к северу и северо-западу от указанного бассейна, была источником интенсивного сноса терригенного и вулканогенного материала;

– *Северо-Аляскинский субрегион (САСР)* в ландшафтном плане и по характеру отлагавшихся осадков был сходен с АКСП, однако здесь известны и более древние, чем конец альба, нижне-среднеальбские неморские меловые отложения, содержащие флору буор-кемюсского типа (Герман, Спайсер, 1997б; Smiley, 1969а, 1969б). Иными словами, в САСР континентальное осадконакопление и развитие позднеальбско-позднемеловых флор было унаследовано от предыдущего этапа, когда ботанико-палеогеографические субрегионы еще не были дифференцированы. Арктический морской бассейн примыкал к САСР с севера, а с юга и юго-востока субрегион был ограничен молодыми поднятиями хребта Брукс, с которых происходил интенсивный снос терригенного материала; источником туфоженных осадков, известных на территории САСР, был, вероятно, меловой вулканизм ОЧСП (Herman et al., 1996; Kelley et al., in press);

– *Юкон-Коюкский субрегион (ЮКСП)* также по ландшафту и характеру мелового осадконакопления походил на АКСП и САСР, однако

неморская седиментация, сменившая морскую обстановку осадконакопления первой половины мелового периода, происходила там в течение сравнительно короткого отрезка меловой истории, предположительно в сеноманском (с позднего альба ?) и туронском веках и, в некоторых местах, в раннем сеноне;

– *Чигниковский субрегион (ЧСП)*, очень незначительный по площади и существовавший с кампана (предположительно позднего кампана) по конец палеоцена, представлял собой прибрежную низменность, периодически заливавшуюся морем. В кампанском веке здесь образовалась циклично построенная толща (формация Чигник), состоящая из прибрежно-морских и прибрежно-континентальных терригенных и угленосных пород.

Растительность перечисленных природных ландшафтов, естественно, значительно различалась (табл. 2). Во всех позднемеловых (начиная с конца альба) флорах Северо-Востока Азии и Аляски, существовавших на прибрежно-морских равнинах – АКСП, САСР, ЮКСП, ЧСП – доминировали покрытосеменные растения (Герман, 1993а; Spicer, Parrish, 1990; Hollick, 1930). В развитии этих флор прослеживается достаточно хорошая преемственность (Герман, 1991, 1993а; Герман, Спайсер, 1997а). Во внутриконтинентальных впадинах ВЧСП и на возвышенностях вулканического нагорья, склонах и в межгорных впадинах ОЧСП в позднем мелу сосуществовали как “кайнофитные” флоры с преобладанием продвинутых покрытосеменных, более или менее хорошо сопоставимые с таковыми прибрежных равнин АКСП и САСР, так и флоры “мезофитного” облика, в которых доминировали папоротники и голосеменные, а покрытосеменные были чрезвычайно редки (позднеальбско-сеноманские тафофлоры “амкинского” типа (Лебедев, 1987), турон-коньякская чаунская и сеноманские ольская и аркаглинская флоры). Примечательно, что турон-сеноманские флоры “мезофитного” облика содержат, наряду с относительно древними, реликтовыми для позднего мела папоротниками и голосеменными, “продвинутые” хвойные растения и покрытосеменные, хотя и чрезвычайно редкие, но относящиеся к родам, получившим распространение лишь с позднего мела.

Причину сосуществования в позднем мелу Северо-Востока Азии разнотипных флор, видимо, следует искать в способности меловых покрытосеменных растений благодаря их сокращенному репродуктивному циклу, хорошей защищенности семезачатков и генерализованным способам опыления и распространения семян заселять нарушенные местообитания прибрежно-морских низменностей (Retallack, Dilcher, 1981а, 1986). Именно такие низменности с хорошо развитой

речной сетью в позднем мелу существовали на территории АКСР и САСР (Копорулин, Вознесенский, 1969; Sable, Stricker, 1987). Их растительность периодически и достаточно часто уничтожалась морскими трансгрессиями и, в более локальном масштабе, миграциями русел меандрирующих равнинных рек и латеральной эрозией, что постоянно поддерживало существование нарушенных местообитаний и создавало новые, лишенные растительности поверхности субстрата при отступании моря и при формировании в процессе миграции русел рек песчано-галечниковых речных кос.

Растительные сообщества, в которых доминировали покрытосеменные растения, видимо, быстро расселились в благоприятных для них прибрежно-морских низменностях АКСР и постепенно стали проникать вдоль речных долин в глубь азиатского континента, населенного главным образом хвойно-папоротниковой растительностью (табл. 2). Очевидно, распространению этих сообществ, предпочитавших нарушенные местообитания и незаселенные субстраты, в какой-то мере способствовали вулканическая деятельность в пределах ОЧСР и климатические колебания, амплитуда которых в высоких широтах и на возвышенностях могла быть достаточно существенной для того, чтобы нарушать растительность. Именно процесс такого постепенного заселения внутриконтинентальных районов Азии сообществами с доминированием покрытосеменных, по всей видимости, отражен в сосуществовании в течение позднего мела в ВЧСР и ОЧСР флор разного типа (табл. 2) и в длительном “переживании” в этих субрегионах реликтовых для позднего мела папоротников и голосеменных (Вахрамеев, 1988; Самылина, 1988; и др.).

Причина своеобразия чаунской флоры и ее происхождение пока не ясны и требуют дальнейших исследований. Не исключено, что в ее состав вошел ряд растений пионерных группировок (как, например, *Equisetites* и, возможно, некоторые папоротники), но объяснение может заключаться и в том, что свежевыпавший пепловый субстрат весьма специфичен по своему химическому составу, наличию микроэлементов и летучих компонентов, подвижности, аэрационным и дренажным свойствам и т.п., что и отразилось на необычном составе чаунской флоры. Иными словами, можно предположить, что последняя отражает не исключительно пионерные группировки растений (Щепетов, 1995б), а растительные сообщества, специализированные благодаря своему существованию на вулканических пепловых почвах. Вполне оправданным представляется также и объяснение, высказанное В.А. Самылиной (1974, с. 34): “...этот комплекс является отражением горной растительности в области активной вулканической деятельности... Возможно, что здесь мы сталкиваемся с

растительными ассоциациями, которые в обычных условиях не фоссилизуются, но в данных конкретных условиях зафиксировались благодаря быстрому захоронению растений в продуктах вулканических извержений”.

Можно предположить, что чаунская флора произошла от более древних “амкинских” флор или буор-кемюсской флоры (табл. 2), известных на территории ОЧСР. Ольская (или, по терминологии других исследователей, флора аркагалинского типа в пределах Охотско-Чукотского пояса), вероятно, флорогенетически связана с “амкинскими” и чаунской флорами субрегиона. В отличие от С.В. Щепетова (1995а, 1995б), считающего флору аркагалинско-ольского типа эволюционно новым элементом, возникшим в позднем мелу на территории ОЧСР в результате развития растительных сообществ в нестабильной обстановке наземного вулканизма, я полагаю, что ольская флора ОЧСР и аркагалинская флора ВЧСР – это две последние, не давшие потомков “мезофитные” флоры региона, “дожившие” до сенона благодаря своему существованию во внутриконтинентальных районах, позже других подвергшихся инвазии эволюционно продвинутых сообществ растений с преобладанием покрытосеменных. Причина отмечавшихся исследователями ранее различий систематического состава собственно аркагалинской и ольской флор в том, что первая отражает растительность обширной заболоченной внутриконтинентальной впадины, а вторая – горных склонов, небольших межгорных впадин и вулканических плато (Белый, Самылина, 1987). Следует также отметить, что и сами по себе оба эти ландшафта были, видимо, неблагоприятны для заселения меловыми покрытосеменными: повсеместно остатки этих растений чрезвычайно редки в угленосных фациях допалеогенового возраста, а хвойная растительность часто и поныне преобладает в горной местности.

Пост-раннекампанские меловые флоры известны сейчас только в АКСР и САСР (табл. 2). Кампан-маастрихтская флора САСР резко отличается от примерно одновозрастных флор АКСР чрезвычайно низким таксономическим разнообразием (восемь форм, лишь две из которых принадлежат покрытосеменным: *Spicer*, *Partish*, 1990) и, вероятно, была гораздо более холоднолюбивой, чем флоры АКСР. Наиболее близким аналогом кампан-маастрихтской растительности САСР можно считать современную северную хвойную тайгу. По-видимому, особенность этой флоры в значительной мере объясняется более северным положением территории Северной Аляски (вплоть до 85° с.ш., судя по некоторым реконструкциям положения континентов) и общей палеогеографической ситуацией в Северном полушарии (Герман, Спайсер, 1997а). Существенно обедненный таксономический состав рассматриваемой



Рис. 4. Примерные очертания альб-сеноманских дельт Корвин и Умиат на севере Аляски (Affolter, Stricker, 1987).

флоры, вероятно, отражает значительный температурный градиент в приполярной области в конце мелового периода.

Позднемаастрихтская корякская флора АКСП (Герман, 1993б; Herman, Spicer, 1995) таксономически и физиономически весьма близка палеоценовой флоре Сагвон САСР (Spicer et al., 1994). Первая, вероятно, была источником многих таксонов флоры Сагвон, мигрировавших на север Аляски с северо-востока Азии во время палеоценового потепления. Сходство двух указанных флор, существовавших по разные стороны мел-палеогеновой границы (табл. 2), свидетельствует против гипотезы о глобальном экологическом кризисе на этом рубеже (Головнёва, 1990, 1994; Spicer et al., 1994) — во всяком случае, эволюционно значимых последствий для флор Северной Пацифики этот кризис не вызвал. Возможно, именно позднемаастрихтская флора АКСП дала начало раннетретичным листопадным флорам Арктики и прилегающих регионов (Herman, Spicer, 1995, 1997).

РОЛЬ ПОКРЫТОСЕМЕННЫХ В ЭВОЛЮЦИИ АЛЬБСКИХ-ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ФЛОР СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ

На Северо-Востоке России основные местонахождения наиболее древних ранне-среднеальбских покрытосеменных связаны с отложениями буор-кемюсской свиты Зырянского угольного бассейна (бассейн р. Колыма) и тыльской свиты Торомского прогиба (Западное Приохотье). В обоих районах они редки и встречаются крайне неравномерно по разрезу, и абсолютное большинство их остатков было встречено в грубозернистой пачке песчаников верхней части нижней подсвиты буор-кемюсской свиты и в слое алевритистых песчаников в верхах нижней (конгломератовой) части тыльской свиты (Самылина, 1960, 1967, 1974; Попов, 1962; Лебедев, 1976,

1987), т.е. в достаточно грубозернистых и безуглистых породах, по всей видимости, аллювиально-дельтового происхождения.

В.А. Самылина (1967), кроме того, отмечает худшую сохранность остатков покрытосеменных буор-кемюсской флоры по сравнению с таковыми папоротников, интерпретируя это как свидетельство транспортировки листьев покрытосеменных реками с возвышенностей, где, по ее мнению, и обитали наиболее ранние представители этой группы растений. С такой точкой зрения, поддержанной позже Е.Л. Лебедевым (1976, 1987), трудно согласиться, поскольку транспортировка листьев растений водными потоками, обладавшими высокой энергией и несшими достаточно грубый песчаный материал, на более или менее значительное расстояние, неизбежно привела бы к полному механическому уничтожению остатков. Более вероятной мне представляется иная интерпретация, а именно достаточно быстрое, без длительного переноса, захоронение в аллювиальных песках листьев покрытосеменных растений, населявших приустьевые местообитания.

На Северной Аляске остатки первых покрытосеменных известны в породах серии Нанушук (альб-сеноман). Они представляют собой классические посторогенные отложения молассового типа, отражающие дельтовые обстановки осадконакопления, и включают как морские (преддельтовые мелководные), так и перемежающиеся с ними континентальные (лагунные, береговые, эстуариевые, дельтовых и аллювиальных равнин) накопления (Sable, Stricker, 1987). Различия в строении разрезов серии Нанушук на западе (район Утукок-Корвин) и в центральной части (район Умиат-Чандлер) Северной Аляски позволили интерпретировать их как результат одновременного существования здесь в альбе-сеномане двух крупных дельтовых систем (рис. 4); западная получила название дельты Корвин, восточная — дельты Умиат (Sable, Stricker, 1987; Affolter, Stricker, 1987). Позже (в начале позднего мела?) дельта Умиат была поглощена более крупной и быстрее развивающейся дельтой Корвин (Affolter, Stricker, 1987).

Остатки первых покрытосеменных появляются на востоке Северной Аляски во флоре верхней части нижней половины языка Киллик (Smiley, 1969a; Spicer, 1987; Spicer, Parrish, 1990). Этой части разреза, вероятно, соответствуют средняя и верхняя части формации Корвин запада Северной Аляски, где также были обнаружены наиболее древние остатки покрытосеменных (Smiley, 1969b). Возраст указанных отложений, входящих в серию Нанушук, по их соотношению с морскими слоями той же серии может быть определен как средний-начало позднего альба. В 1996 г. Р.Э. Спайсер и автор исследовали местонахождение альбских покрытосеменных в формации Корвин на западе

Северной Аляски, в бассейне р. Какповрак (Герман, Спайсер, 1997б). Обнажающиеся здесь породы представлены русловыми и прирусловыми песчаниками, переслаивающимися с пойменными алевролитами и углистыми алевролитами; эти породы залегают непосредственно над мощной (25–30 м мощностью) пачкой косослоистых песчаников руслового происхождения. Можно, следовательно, уверенно констатировать, что остатки первых покрытосеменных в этом районе, как и на Северо-Востоке России, встречены в породах, отражающих преимущественно аллювиально-дельтовые условия осадконакопления.

Таким образом, приведенные данные позволяют заключить, что первые покрытосеменные, появившиеся в Северной Пацифике в раннем-среднем альбе, предпочитали нестабильные местообитания речных пойм и дельт крупных рек, где они, вероятно, заселяли вновь образующиеся песчаные косы и прирусловые валы. Ведущая роль во флорогенетических процессах, проходивших в конце альбского века и в поздне меловую эпоху на севере Пацифики, принадлежит, как было показано выше, сравнительно быстрому расселению растительных сообществ, в которых доминировали покрытосеменные растения, в нарушенных местообитаниях приморских низменностей с хорошо развитой речной сетью и их дальнейшему постепенному проникновению по долинам рек в глубь азиатского континента. Палеоботанические данные об альбских–поздне меловых флорах Северной Пацифики противоречат гипотезе о расселении покрытосеменных в раннем мелу по возвышенным участкам, трактующей появление этих растений в геологической летописи как результат понижения гипсометрического уровня их местообитаний (Вахрамеев, 1947, 1952; Arnold, 1947; Самылина, 1974; Лебедев, 1987; и др.). Наоборот, наши данные хорошо согласуются с выводами Г.Дж. Реталляка и Д.Л. Дилчера (Retallack, Dilcher, 1986) о том, что на территории Северной Америки расселение покрытосеменных в меловом периоде происходило вдоль морских побережий.

Способность раннемеловых покрытосеменных (как и, вероятно, их предков и многих из их потомков) колонизовать нарушенные местообитания связана с тем, что эти растения опылялись как ветром, так и насекомыми, а их многочисленные мелкие семена распространялись в основном водой и ветром (Dilcher, 1979; Retallack, Dilcher, 1981a, 1981b; и др.). Эти черты делали их относительно независимыми от местных животных и растительных сообществ, позволяя им быстрее, чем другим растениям (благодаря присущему покрытосеменным сокращенному репродуктивному циклу: Stebbins, 1974) заселять на ранних сукцессионных стадиях нарушенные и новые, еще не занятые растительностью, местообитания (Retallack, Dilcher, 1981a, 1986).

Одновременно с покрытосеменными, по-видимому, расселялись и сопутствующие им продвинутые формы папоротников и хвойных, вместе с ними формировавшие самостоятельные растительные сообщества. Отсутствие смешения элементов “мезофитных” и “кайнофитных” сообществ в захоронениях арманской (где представлены и те, и другие: Самылина, 1974) и аянкинской (по наблюдениям автора) флор ОЧСР позволило предположить, что происходило замещение не отдельных растений на более продвинутые, а целиком растительных сообществ, причем продвинутое сообщество какое-то время могли сосуществовать на ограниченной территории с более древними, пока первые окончательно не вытесняли вторых (Самылина, 1974).

Эволюционируя, покрытосеменные в течение мелового периода приобрели способность успешно конкурировать с папоротниками и голосеменными и во многих более стабильных местообитаниях и выработали специализированные способы размножения. Эволюция платанообразных АКСР иллюстрирует постепенное проникновение этих растений из нестабильных прирусловых местообитаний в более стабильные (Герман, 1994): в верхнем альбе–нижнем сеномане остатки платанообразных приурочены исключительно к русловым песчаникам, в туроне и коньяке они встречаются также и в более тонкозернистых, часто углистых породах старичных и озерных фаций (Копурлин, Вознесенский, 1969), и при этом их разнообразие (судя по морфологии листьев) и количество заметно возрастают.

Следует, однако, подчеркнуть, что проникновение покрытосеменных в ранние сукцессионные стадии и заселение ими нарушенных местообитаний еще не означает, что через некоторое время эти растения обязательно должны были вытеснить предшествующую растительность: хвойные леса и в настоящее время распространены на огромных территориях. Покрытосеменные, вероятно, могли получить эволюционные преимущества благодаря каким-либо внешним процессам (например, изменениям климата, интенсивному вулканизму), влиявшим на состав зрелых сукцессионных растительных сообществ (Красилов, 1992) или изменявшим относительную конкурентоспособность покрытосеменных и других групп высших растений.

Как аналогию (естественно, неполную) тому, как меловые покрытосеменные замещали по долинам рек существовавшую в глубине азиатского материка хвойно-папоротниковую растительность, можно рассматривать наблюдения автора над современной растительностью Аляски в долине одной из рек, стекающей с юго-западного склона хребта Брукс (рис. 5). Растительность там представлена лесотундрой, причем доминантами

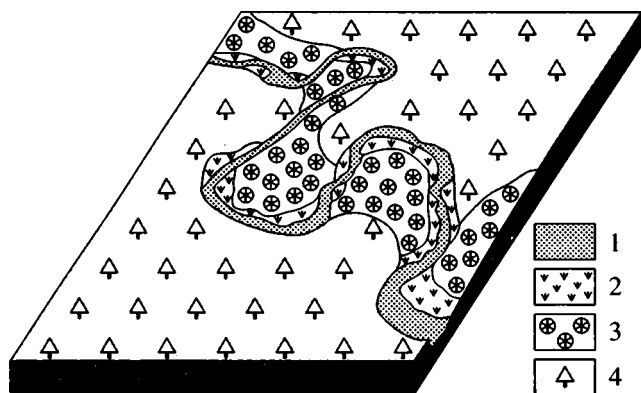


Рис. 5. Растительность в долине небольшой реки в юго-восточных предгорьях хребта Брукс, Северная Аляска (рисунок по аэрофотографии): 1 – русло реки, песчаные и песчано-галечные косы; 2 – растительность, представленная хвощами, травянистыми однодольными и мелкими кустами ивы; 3 – растительность, представленная ивовым кустарником и бальзамическим тополем; 4 – преимущественно хвойная растительность (ель).

в лесных массивах являются хвойные. В долинах рек хвойная растительность вплотную подходит к руслу реки в тех местах, где та подмывает берег. Вновь образующиеся во внутренних частях речной меандры песчаные и песчано-галечниковые косы заселяются сначала хвощами, травянистыми однодольными и мелкими кустами ивы, а позднее зарастают ивовым кустарником и тополями. Хвойные же не успевают вырасти на вновь намываемых речных косах и лишь с течением времени и на некотором удалении от русла реки замещают ивовые кустарники.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Сказанное необходимо учитывать при разработке стратиграфических схем альбских-верхнемеловых неморских отложений Северо-Востока Азии.

Для нижнего и среднего и нижней части верхнего альба выделяется единый региональный буор-кемюсский фитостратиграфический горизонт, включающий отложения, содержащие ископаемую флору буор-кемюсского типа (Решения..., 1978). Они известны на территории ВЧСР и ОЧСР и в прилегающих районах Азии и Северной Америки (рис. 2). В АКСР неморские флороносные отложения этого возраста неизвестны. Субрегионы на Северо-Востоке Азии в указанный отрезок геологической истории обособлены не были.

Предложить единые фитостратиграфические подразделения для неморского верхнего мела (включая верхний альб) всего региона, видимо, нельзя (Герман, 1993а; Герман, 1994; Щепетов, 1995а, 1995б; Белый, 1997). Для этого интервала

разреза мне представляется необходимым создание независимых стратиграфических шкал для каждого из выделяемых трех (на территории Северо-Востока Азии – рис. 3) субрегионов (табл. 2).

Ранее автором было обосновано выделение фитостратиграфических горизонтов для верхнего альба-маастрихта (даниа?) АКСР (Герман, 1993а), базирующихся на периодизации эволюции флоры субрегиона. Под горизонтом понимается совокупность одновозрастных свит или их частей, причем основным критерием, определяющим горизонт, являются палеонтологические признаки. Степень изученности средне-позднеальбских и поздне-меловых флор двух других субрегионов Северо-Восточной Азии не позволяет, с точки зрения автора, сделать то же. Флороносные отложения этого возраста ВЧСР и ОЧСР могут рассматриваться как “слои с соответствующей флорой”; последние устанавливаются по фактическому распространению в отложениях комплексов ископаемых растений (тафофлор) того или иного типа (табл. 2).

Для определения возраста флороносных толщ, в которых остатки покрытосеменных растений достаточно часты и разнообразны, ключевыми можно считать хорошо датированные фитостратиграфические горизонты АКСР и последовательность богатых ископаемых флор САСР, возраст меловых флороносных отложений которых определяется благодаря чередованию этих пород с морскими слоями и/или замещению одних другими по простирацию.

Следует особо подчеркнуть, что распространение ископаемых растений в этих последовательностях нельзя напрямую привлекать для суждения о возрасте поздне-меловых флор ВЧСР и ОЧСР, в которых доминировали папоротники и голосеменные: соотношение относительно древних и продвинутых элементов в одновозрастных флорах разного типа, естественно, будет разным. В противном случае, из-за более длительного существования во внутриконтинентальных районах ОЧСР и ВЧСР, еще не подвергшихся инвазии молодых сообществ растений с преобладанием покрытосеменных, реликтовых для позднего мела групп растений, возраст тафофлор из таких районов будет неоправданно удревняться.

Установление возраста отложений, содержащих остатки поздне-меловых растительных сообществ “мезофитного” облика, должно основываться на комплексе методов, взаимно дополняющих и контролирующих друг друга: прослеживании латерального замещения таких отложений породами, содержащими тафофлоры с преобладанием остатков покрытосеменных (что подразумевает хорошую насыщенность пород растительными остатками и тщательные послойные сборы); более дальние стратиграфические корреляции с использованием различных биостратигра-

фических (в первую очередь палинологического) и вещественных (литологического, петрохимического) методов; палеомагнитологии и изотопного датирования горных пород.

Автор чрезвычайно признателен М.А. Ахметьеву (Геологический институт РАН), Д.Л. Дилчеру (Университет Флориды, США), В.А. Красилову (Палеонтологический институт РАН) и Р.Э. Спайсеру (Открытый университет, Великобритания) за обсуждение статьи и ценные замечания.

Работа поддержана фондом РФФИ-ИНТАС (проект 95-0949) и Лондонским Королевским обществом (проект P869 и Royal Society/NATO Postdoctoral Fellowship Award).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Недра, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1982. № 3. С. 101–109.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф. К проблеме флестратиграфии и палеофлористики среднего мела Северо-Восточной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 51–59.
- Белый В.Ф., Самылина В.А. О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1987. № 5. С. 76–85.
- Буданцев Л.Ю. Некоторые проблемы изучения флоры Арктики эпохи раннего райнофита // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 76–86.
- Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л., Наука, 1983. 156 с.
- Вахрамеев В.А. Роль географической обстановки в развитии и распространении покрытосеменных флор в меловое время // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1947. № 6. С. 3–17.
- Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана // Региональная стратиграфия СССР. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 385 с.
- Вахрамеев В.А. Позднемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 76–87.
- Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
- Вахрамеев В.А. Миграция древних голосеменных в юрское и меловое время и причины этого явления // Вопросы палеофлористики и стратиграфии. Л.: Наука, 1989. С. 31–40.
- Герман А.Б. Покрытосеменные позднего мела Камчатки и бухты Угольной и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1985. 25 с.
- Герман А.Б. Этапы развития позднемеловой флоры Северо-Востока СССР. Препринт. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1988. 23 с.
- Герман А.Б. Меловые покрытосеменные и флестратиграфия Северо-Западной Камчатки и полуострова Елистратова // Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 5–141.
- Герман А.Б. Этапность и цикличность развития позднемеловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993а. Т. 1. № 1. С. 87–96.
- Герман А.Б. Позднемаастрихтская флора междуречья Эмима-Ильнайваам (Северо-Восток Корякского нагорья) и ее стратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993б. Т. 1. № 4. С. 64–72.
- Герман А.Б. Разнообразие меловых платанообразных Анадырско-Корякского субрегиона в связи с изменением климата // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 4. С. 62–77.
- Герман А.Б., Спайсер Р.Э. Континентальный мел Северо-Востока Азии и Аляски: сравнение флор и палеоклимата // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 60–66.
- Герман А.Б., Спайсер Р.Э. Альбская флора Северо-Западной Аляски: предварительные результаты // Чтения памяти С.В. Мейена. Сб. тезисов. М.: ГИН РАН, 1997б. С. 17–18.
- Герман А.Б., Щенетов С.В. Новый вид *Macclintockia* (покрытосеменные) из верхнего мела Северо-Востока России и его стратиграфическое значение // Палеонтологический журнал. 1997. № 2. С. 69–76.
- Головнёва Л.Б. Маастрихт-датская флора хребта Рарыткин (Корякское нагорье). Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л.: БИН АН СССР, 1990. 16 с.
- Головнёва Л.Б. Маастрихт-датские флоры Корякского нагорья. С.-Петербург: Ботан. ин-т РАН, 1994. 148 с.
- Киричкова А.И., Самылина В.А. Корреляция нижнемеловых отложений Ленского угленосного бассейна и Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1978. № 12. С. 3–18.
- Копорулин В.И., Вознесенский А.И. Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений побережья Пенжинской губы // Литология и полезн. ископаемые. 1969. № 6. С. 65–77.
- Красилов В.А. Развитие позднемеловой растительности западного Тихоокеанского побережья в связи с изменением климата и тектогенезом // Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 30–42.
- Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979. 183 с.
- Красилов В.А. Охрана природы: принципы, проблемы, приоритеты. М.: ВНИИ "Природа", 1992. 174 с.
- Красилов В.А., Неволлина С.И., Филиппова Г.Г. Развитие флоры Дальнего Востока и геологические события середины мелового периода // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 103–115.
- Лебедев Е.Л. Альбская флора и стратиграфия нижнего мела Западного Приохотья. М.: Наука, 1974. 147 с.

- Лебедев Е.Л. Развитие альб-сеноманских флор Северо-Востока СССР и связь их состава с фашиальными особенностями вмещающих отложений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 9. С. 69–77.
- Лебедев Е.Л. Палеоботаническое обоснование стратиграфии меловых вулканогенных образований Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1979. № 10. С. 25–39.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Лебедев Е.Л. Меловые флоры Северо-Востока Азии // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 85–96.
- Маркевич В.С. О возрасте аркагалинской свиты // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: БПИ ДВО АН СССР, 1989. С. 93–98.
- Маркевич В.С. Палинотрастиграфия меловых отложений Северо-Востока СССР // Континентальный мел СССР. Владивосток: БПИ ДВО АН СССР, 1990. С. 132–143.
- Несов Л.А., Головнёва Л.Б. История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем сеноне на Северо-Востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: БПИ ДВО АН СССР, 1990. С. 191–212.
- Попов Г.Г. Зырянский каменноугольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Т. 10. С. 32–105.
- Похиалайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.
- Принада В.Д. Материалы к познанию мезозойской флоры бассейна р. Колымы. Л.: Гос. объедин. научн.-техн. изд-во, 1938. 74 с.
- Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан: ГКП СВТУ, 1978. 192 с.
- Самылина В.А. Покрытосеменные растения из нижнемеловых отложений Колымы // Ботанич. журн. 1960. Т. 45. № 3. С. 335–352.
- Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы (Зырянский угленосный бассейн). Часть I. Хвощевые, папоротники, цикадовые, беннетитовые // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника, 1964. Вып. V. С. 40–79.
- Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы (Зырянский угленосный бассейн). Часть II. Гинкговые, хвойные. Общие главы // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1967. Вып. VI. С. 134–175.
- Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (К проблеме становления флор кайнофита) // XXVII Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974. 56 с.
- Самылина В.А. Меловая флора Омсукчана (Магаданская область). Л.: Наука, 1976. 207 с.
- Самылина В.А. Корреляция континентальных меловых отложений Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1986. № 6. С. 43–53.
- Самылина В.А. Аркагалинская стратифлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
- Филатова Н.И., Лебедев Е.Л. Сенонские отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 111–114.
- Филиппова Г.Г. Ископаемые покрытосеменные из бассейна р. Армань // Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975а. С. 60–75.
- Филиппова Г.Г. Флора нижнемеловых отложений Умкунеевской и Айнахургенской впадин // Материалы по геол. и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР. 1975б. № 22. С. 23–35.
- Филиппова Г.Г. Сеноманская флора реки Гребёнка и ее значение для стратиграфии // Дальневосточная палеофлористика. Тр. БПИ ДВНЦ АН СССР. Нов. сер. 1979. Т. 53(156). С. 91–115.
- Филиппова Г.Г. Позднемеловые флоры Северо-Востока Азии // Континентальный мел СССР. Владивосток: БПИ ДВО АН СССР. 1990. С. 127–131.
- Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993. 348 с.
- Щенетов С.В. Среднемеловая флора чуанской серии (Центральная Чукотка); стратиграфическое положение, систематический состав, атлас растений. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. 50 с.
- Щенетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995а. 122 с.
- Щенетов С.В. Стратиграфия и этапы развития флоры континентального мела Северо-Востока России. Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1995б. 25 с.
- Щенетов С.В., Герман А.Б. Меловая флора правобережья р. Анадырь // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 16–24.
- Щенетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. Среднемеловая флора правобережья реки Анадырь (стратиграфическое положение, систематический состав, атлас ископаемых растений). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 165 с.
- Affolter R.H., Stricker G.D. Geochemistry of coal from the Cretaceous of Corwin and Chandler Formations, National Petroleum Reserve in Alaska (NPRA) // Alaskan North Slope Geology. Vol. 1 / Tailleux I., Weimer P. (eds). Santa Fe Springs: The Pacific Sect., Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists (S.E.P.M.) and The Alaska Geol. Soc., 1987. P. 217–224.
- Arnold C.A. An introduction to paleobotany. N. Y., 1947. 434 p.
- Dilcher D.L. Early angiosperm reproduction: an introductory report // Rev. Palaeobot. Palynol. 1979. V. 27. P. 291–328.
- Herman A.B. Late Cretaceous flora and climate of the Anadyr-Koryakian subregion (North-East USSR) // Proc. Symp. "Paleofloristic and paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary", 1989. Prague, 1990. P. 73–79.
- Herman A.B. A review of Late Cretaceous floras and climates of Arctic Russia // Cenozoic plants and climates of the Arctic / Boulter M.C. and Fischer H.C. (eds). NATO ASI Series, Ser. I, V. 27. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1994. P. 127–149.
- Herman A.B., Spicer R.A. Latest Cretaceous flora of North-eastern Russia and the "terminal Cretaceous event" // Paleontol. J. 1995. V. 29. № 2A. P. 22–35.

- Herman A.B., Spicer R.A.* The Koryak flora: Did the Early Tertiary deciduous flora begin in the Late Maastrichtian of northeastern Russia? // Proceedings 4-th European Palaeobot. and Palynol. Conf. (Heerlen, September 1994). 1997. P. 87–92.
- Herman A.B., Spicer R.A., Kelley S.* New $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dates and phytostratigraphic implications for the Cretaceous Chauna Group flora, N.E. Russia // Fifth Quadrennial Conference of the International Organisation of Palaeobotany, University of California, Santa Barbara, USA, June 30–July 5. Abstr. 1996. P. 95.
- Hollick A.* The Upper Cretaceous floras of Alaska // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1930. V. 159. P. 1–123.
- Kelley S., Spicer R.A., Herman A.B.* New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for Cretaceous Chauna Group tephra, North-Eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Research. 1999 (in press).
- Retallack G.J., Dilcher D.L.* A coastal hypothesis for the origin and rise to dominance of flowering plants // Palaeobotan., Palaeoecol. and Evolution / Niklas K.J. (ed.). V. 2. New York: Praeger Publ., 1981a. P. 27–77.
- Retallack G.J., Dilcher D.L.* Early angiosperm reproduction: *Prisca reynoldsii*, gen et sp. nov. from mid-Cretaceous coastal deposits in Kansas, U. S. A. // Palaeontographica. 1981b. V. B179. P. 103–137.
- Retallack G.J., Dilcher D.L.* Cretaceous angiosperm invasion of North America // Cretaceous Res. 1986. V. 7. P. 227–252.
- Sable E.G., Stricker G.D.* Coal in the National Petroleum Reserve in Alaska (NPRA): framework geology and resources // Alaskan North Slope Geology. V. 1: Tailleux I., Weimer P. (eds). Santa Fe Springs. The Pacific Sect., Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists (S.E.P.M.) and The Alaska Geol. Soc., 1987. P. 497–512.
- Spicer R.A.* Late Cretaceous floras and terrestrial environment of Northern Alaska // Alaskan North Slope Geology. V. 1 / Tailleux I., Weimer P. (eds). Santa Fe Springs: The Pacific Sect., Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists (S.E.P.M.) and The Alaska Geol. Soc., 1987. P. 497–512.
- Spicer R.A., Davies K.S., Herman A.B.* Circum-Arctic plant fossils and the Cretaceous–Tertiary transition // Cenozoic plants and climates of the Arctic / M.C. Boulter and H.C. Fisher (eds). NATO ASI Series. Ser. I. V. 27. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1994. P. 161–174.
- Spicer R.A., Parrish J.T.* Late Cretaceous – early Tertiary palaeoclimates of northern high latitudes: a quantitative view // J. Geol. Soc., London. 1990. V. 147. № 2. P. 329–341.
- Stebbins G.L.* Flowering plants: evolution above the species level. Cambridge – Massachusetts: Belknap Press of Harvard University Press, 1974. 399 p.
- Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C.* Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge – London – New York – New Rochelle – Melbourne – Sydney: Cambridge Univ. Press, 1981. 102 p.
- Smiley Ch.J.* Cretaceous floras of Chandler-Colville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1969a. V. 53. № 3. P. 482–502.
- Smiley Ch.J.* Floral zones and correlations of Cretaceous Kukpowruk and Corwin Formations, Northwestern Alaska // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1969b. V. 53. № 10. P. 2079–2093.

Рецензенты В.А. Красилов, М.А. Ахметьев

УДК 563.12:551.763.31.781

РАЗВИТИЕ И РАССЕЛЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР В ПОСТКРИЗИСНУЮ ЭПОХУ РАННЕГО ПАЛЕОГЕНА

© 1999 г. Э. М. Бугрова

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199026 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74, Россия*

Поступила в редакцию 13.01.97 г., получена после доработки 25.06.97 г.

В статье приводятся сведения об изменении таксономического разнообразия сообществ планктонных и бентосных фораминифер на кризисной границе мела и палеогена. Наиболее обширным было вымирание высокоспециализированной планктонной группы. Восстановление ее разнообразия началось в дании от вновь появившихся форм примитивного строения; прошло несколько фаз, прежде чем определились границы зон. В бентосной группе вымирание во времени проявилось по-разному в зависимости от уровня эволюционного развития групп и от фациальной приуроченности популяций. Массовым было вымирание специализированных форм, обитавших в мелководных зонах шельфа. В группах более глубоководных и генетически более примитивных таксономическое разнообразие сократилось в меньшей степени. Приведены уточнения стратиграфического и географического распространения некоторых родов, а также примеры возникновения на основе предкового ствола новых линий, прогрессивного развития одних групп на фоне угасания других. Отражена роль видов-иммигрантов в формировании региональных сообществ.

Ключевые слова. Фораминиферы, планктон, бентос, мел, палеоцен, вымирание, восстановление, разнообразие.

Рубеж мел/палеоген является одним из общепризнанных кризисных рубежей в развитии фауны. К нему приурочено вымирание многих групп организмов, в том числе планктонных и бентосных фораминифер. Изучение изменения состава фауны на этом рубеже привело некоторых исследователей (Cretaceous..., 1979; Jauhari, 1996 и др.) к выводу о достаточно постепенных явлениях, не столь катастрофичных, как это иногда представляется. Для планктонных фораминифер Туниса, например, даже намечено несколько фаз вымирания (Keller, 1989). Оно начинается в конце позднего мела (29%). На самом рубеже вымирает около 26% планктонных видов и оставшиеся формы исчезают постепенно уже в начале датского века. О постепенном сокращении числа родов и видов планктона в течение маастрихта свидетельствуют исследования в Северной Африке (Blow, 1971), Испании (Smit, 1977) и других регионах.

В литературе отмечалось отсутствие значительных изменений и в бентосной группе. Так, по данным Г. Келлер (Keller, 1989), только 9% бентосных фораминифер не переходят этот рубеж. Однако большинство палеонтологов приводят свидетельства более обширного вымирания бентоса. Например, в Польше из 140 позднемаастрихтских (в основном бентосных) видов на этой границе исчезают 60, т.е. 43% (Pozaryska and Witwicka in Cretaceous..., 1979). Данные о резком изменении состава фораминифер на этом рубеже приводит Н.И. Маслакова (1981). Нужно сказать, что иногда разли-

чия количественных оценок появления и исчезновения родовых и надродовых таксонов связаны с разногласиями в принимаемых палеонтологами классификациях фораминифер. О значительном вымирании фауны свидетельствует и материал по Северному Кавказу (Bugrova, 1996). В разрезе низов палеоцена Малого Балхана встречены только единичные маастрихтские формы и т.д.

Как показало сравнение развития планктонных и бентосных фораминифер в пред- и посткризисные эпохи, у них наблюдалась общая последовательность событий: вымирание, фазы выживания и последующего восстановления видового разнообразия. Но глубина воздействия кризисного события на эти экологически различные группы, а затем и скорость достижения ими максимума разнообразия, были разными.

ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ

Для тепловодного планктона (глоботрункаид, роталипорид и др.) это был, действительно, рубеж массового вымирания (рис. 1), проявившегося, в частности, на территории бывшего СССР (Маслакова, 1981; Морозова, 1960 и др.). В течение позднего мела эти группы развивались по пути биологического прогресса, что выразилось в увеличении числа таксонов, в появлении новых морфотипов, увеличении размеров раковин, усложнении их строения (множественные устья, пластинки и т.д.) и орнаментации, в высоких

плотностях популяций, в широком расселении и существовании значительного числа видов-космополитов.

В конце мела эти два крупных высокоспециализированных надсемейства – Globotruncanidea и Rotaliporidae, исчезли, и данный морфотип в группе планктонных фораминифер был утрачен. Можно отметить, что на Северном Кавказе планктон исчез несколько ранее рубежа маастрихта и дания (Bugrova, 1996).

Одновременно со специализированными формами в конце маастрихта существовали роды с примитивным строением скелета. Это род Globigerinella с мелкой гладкостенной раковиной, который сохранился и в палеогеновое время, и роды семейства Heterohelicidae, имеющие также мелкие гладкостенные или слабо шиповатые раковины, трех- или двухрядные, с шаровидными камерами. Из 12 родов этого семейства, обитавших на территории бывшего СССР (Введение..., 1981), на данном рубеже вымерло 6 родов с наиболее сложно устроенной раковиной. Вскоре исчезли еще 3 рода, а единственный появившийся в дании род не смог адаптироваться. Два рода, сохраняя данный морфотип, еще некоторое время существовали в палеоцене, но видового их разнообразия уже не наблюдалось, ареалы видов были разрозненными, а находки в популяциях редкими.

Таким образом, на границе мела и палеогена состав планктонных фораминифер обновился почти полностью. Появился новый отряд Globigerinida, представляющий иной морфологический тип раковины. Первые редкие их представители отмечены в конце маастрихта. В дальнейшем они исчезают (время апланктонной зоны), а затем начинается прогрессивное их развитие.

В самом начале дания внезапно появляется и расцветает довольно разнообразная фауна зоны Parvulorugoglobigerina eugubina. Это виды с тонкой и гладкостенной многокамерной раковиной карликовых размеров (0.1–0.2 мм) со всеми признаками уже взрослых особей. Фаза их появления и развития очень короткая и фиксируется не повсеместно. Они появились в бассейнах зоны альпийской складчатости: установлены в Центральных Апеннинах, в Сирии, в Западном Копетдаге. Можно говорить о ее присутствии и на Малом Балхане (Туркмения). Здесь в маломощном прослое выше отложений с маастрихтской фауной и ниже уровня с фауной дания встречены редкие раковинки планктона, и иные фораминиферы практически отсутствуют. В Центральном Предкавказье (р. Кубань) очень мелкие раковины планктонных видов встречены в брекчированных обломках известняка в основании датского яруса.

В следующую фазу развития планктона появляются гладкостенные эоглобигерины (Морозова, 1960; Маслакова, 1981; Bang, Smit in Creta-

Система, отдел		Ярусы	Число родов		
			10	20	30
Палеоген	Эоцен				
		Ипр			
	Палео- цен	Тенет			
		Монс			
		Даний			
Верхний мел	Маастрихт				

■ 1 □ 2

Рис. 1. Изменение родового разнообразия планктонных фораминифер на рубежах палеоцена (по Loeblich, Tappan, 1988, fig. 22).

1 – роды появившиеся, 2 – роды существовавшие.

ceous..., 1979). Это виды, описанные В.Г. Морозовой: *Eoglobigerina trifolia*, *E. tetragona*, *E. pentagona*, *E. taurica*, *E. hemisphaera* и др. Состав этой группы по сравнению с разнообразной и специализированной фауной конца мела очень беден (около 10 видов). Они еще не имеют ни морфологического, ни видового разнообразия, но практически “мгновенно” расселяются в обоих полушариях (Cretaceous..., 1979 и более поздние публикации по данным глубоководного бурения). Далее в течение датского века часть из них исчезает, однако к этой группе добавляется новая – глобигерины с мелкоячеистой раковиной, что, вероятно, было более прогрессивным признаком, позволившим вытеснить гладкостенных эоглобигерин. Возникают новые морфотипы. Появляются гладкостенные глобороталоидные раковины рода *Planorotalites*: глобокonusы с высокотрохоидной раковиной, тонкошипчатой стенкой, имеющие дополнительные устья: примитивные мелкие шиповатые *Acarinina*, представленные небольшим числом видов и в дальнейшем дающие всплески видообразования. Первой из них в палеоцене является массовое распространение крупных многокамерных форм с открытым пупком – типа *Acarinina inconstans* Subb. (вид-индекс одноименной зоны), *A. praecursoria* Moroz. и др. В это же время появляются и виды рода *Globorotalia* с еще достаточно мелкой компактной раковиной. К середине палеоцена планктонные фораминиферы становятся крупнее, быстро увеличивается видовое разнообразие не только глобигеринид, но и других родов. Начался новый, кайнозойский этап прогрессивного развития планктона. Степень изученности развития планктона дает возможность достаточно точно коррелировать стратиграфическое положение границы мела и палеогена на обширных территориях, а рубежи событий в его развитии служат границами зональной шкалы по планктону.



Рис. 2. Изменение родового разнообразия бентосных фораминифер на рубежах палеоцена (по Loeblich, Tappan, 1988, fig. 10).

1 – роды появившиеся, 2 – роды существовавшие.

В начале посткризисного этапа развития популяции планктона хотя и многочисленны, но разрозненные, вследствие чего ареалы видов оконтуриваются с трудом. Вероятно, темпы эволюционных преобразований в посткризисную эпоху были очень высокими, с однонаправленным изменением признаков во многих популяциях. Поэтому определить центры появления новых таксонов затруднительно. Однако представляется, что возможной “колыбелью” глобигеринид могла быть Альпийско-Кавказская область океана Тетис. В течение короткого времени, отвечающего зонам P1a и P1b (примерно за 1.5 млн. лет), планктон расселился субглобально. В бассейнах тропического и субтропического поясов видообразование происходило высокими темпами, так что на основании этапности развития планктонной группы выделяются 4–5 зон. В меридиональном направлении снижались и таксономическое, и морфологическое разнообразие планктона, поскольку в более холодноводных бассейнах могли адаптироваться не все виды-иммигранты.

БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ

События на границе мела и палеогена отразились и на истории бентосных фораминифер. По данным американских исследователей (Loeblich, Tappan, 1988), исчезло 22 семейства бентосных фораминифер и в датский век появилось 20 новых (рис. 2). Среди исчезнувших семейств было 25% агглютинирующих, в основном специализированных; морфотип некоторых из них был впоследствии утрачен. Наиболее разнообразны и многочисленны были представители отряда Rotaliida. Состав этого отряда также сократился со 101 рода в маастрихте до 89 в дании, но его развитие продолжается и поныне.

Бентос по-разному реагировал на кризисные события, что зависело не только от уровня эволюционного развития группы, но и от приуроченности фауны к определенным фациальным условиям. Одни группы угасали медленно, у других происходило быстрое и полное вымирание. В наибольшей степени оно коснулось высокоспециализированных групп, обитавших в мелководных (вероятно, до 50 м) зонах карбонатного осадконакопления шельфовых морей океана Тетис (Бугрова, 1993, 1994). Сказанное можно проиллюстрировать примером развития отрядов Orbitoidida и Nummulitida.

Появившись в сантоне Альпийско-Гималайской палеобиогеографической подобласти (Григорян, 1986), орбитоидиды в начале кампана переселились в западное полушарие. В маастрихте наблюдается их максимальное таксономическое и морфологическое разнообразие, когда они были богато представлены в обоих полушариях не только общими родами, но и видами. В восточном полушарии в кампане началось и их постепенное вымирание. Вначале исчезли 2 рода и 6 видов, а в конце маастрихта – 7 родов и 35 их видов. Рубеж мела и палеогена оказался критическим для этой экологически специализированной группы.

В начале палеоцена начался новый этап развития отряда с появления рода *Discosyclina*. Раковина его первого представителя имеет мелкие размеры и примитивное строение. Он обнаружен в низах датского яруса Северного Кавказа (Бугрова, 1984) и, по данным С.М. Григорян и Н.И. Мревлишвили, присутствует в более высоких горизонтах нижнего палеоцена Закавказья. К середине палеоцена дискоциклины представлены уже несколькими видами на территории от Испании до Сирии, а также на Американском континенте. Таким образом, после вымирания на рубеже мел/палеоген специализированных родов начался новый этап развития отряда, закончившийся в эоцене.

В конце маастрихта одновременно с существованием орбитоидид появляются и первые примитивные нуммулиты, находимые в тех же фациальных зонах, например, на Мангышлаке (Ашуров и др., 1987), в Таджикистане (Ашуров, Крейденков, 1973), в Северном Афганистане (Геология..., 1980), в Армении (Григорян, 1986). В датский век достаточно редкие еще нуммулиты отмечены в Крыму (Ашуров, Немков, 1991), в Пакистане (Kureshy in Cretaceous..., 1979). Возможно, эта часть Тетической области и были центром зарождения новой группы, которая заняла освободившуюся от меловых орбитоидид экологическую нишу. К середине палеоцена нуммулиты адаптировались, но ареал их 3–5 видов был еще невелик: Закавказье (Григорян, 1986; Мревлишвили, 1984), Северный Кавказ (Бугрова, 1984), восток Средней Азии (Ашуров, Немков, 1978; Бу-

грова, 1991). Однако в конце палеоцена их все еще не очень разнообразные сообщества уже заселяют юг Европы, Северную и Центральную (Мали, Нигерия) Африку, Ближний Восток, Закавказье, юг и восток Средней Азии, Индию, Индонезию. Максимального видового разнообразия (120 видов 4 основных родов) они достигают в среднем эоцене и затем постепенно угасают.

Такое же быстрое развитие и угасание наблюдается и в другой специализированной группе фораминифер – в отряде Rotaliida. Так, в кампане в Карибском регионе появляется первый вид рода *Lockhartia*. В начале палеоцена он мигрирует в восточное полушарие (вероятно, через Транскаспийское море, судя по находкам его в Мали В.А. Крашенинниковым, В. Берггреном) и там широко расселяется в обрамлении океана Тетис (Butterlin, Foucard, 1989). Расселение *Lockhartia* и других теплолюбивых родов (*Kathina*, *Smoutina*, *Sakesaria*, *Daviesina*, *Ranikothalia*, *Miscellanea*), также как орбитонидов и нуммулитов, подчинялось климатической зональности. Они заселяли тропическую и субтропическую области от Карибского региона до Афганистана, Пакистана и Индии. В более северных регионах *Lockhartia* известны лишь из мелких, но еще достаточно тепловодных бассейнов Средней Азии, где они обитали совместно с нуммулитами и милиолидами (Бугрова, 1966, 1991), и Западной Европы (Hofker, 1966). Заняв в тропических морях экологическую нишу вымерших орбитонидов, перечисленные роды роталиид быстро адаптировались, прогрессивно развивались и так же быстро угасли.

Обитатели несколько больших глубин шельфа (до 200 м) и агглютинирующие группы примитивного строения претерпели меньшие изменения, хотя и здесь наблюдалось прерывание филогенетических линий, до того прогрессивно развивавшихся.

В некоторых случаях можно говорить о постепенном вымирании бентоса в последнюю фазу перед кризисными событиями. Так, на Северном Кавказе ассоциации фораминифер маастрихта содержали не менее 100 видов, но к концу этого времени разнообразие фауны сократилось до 20–25 видов. Причем численно преобладали несколько видов родов *Cibicidoides*, *Stensioeina*, *Osangularia*-opportunistic species (по терминологии E. Kauffman, D. Erwin (1995); принятой в настоящей статье). В то же время раковины других видов встречены в небольших количествах (Бугрова, 1996).

Часть меловых форм (survivors) пережила кризисные события и продолжала существовать в начале палеоцена на значительной территории, составляя иногда немалую долю ассоциаций. Например, *Plectina convergens* (Keller), *Bolivinoidea delicatulus* (Jones), *Verneuillina kelleri* Moroz., *Sten-*

sioeina caucasica (Subb.), *S. whitei* (Moroz.), *Gavelinella umbilicata* (Brotz.), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Ataxophragmoides variabilis* (Orb.) и др. Но в дальнейшем новых линий развития они не дали.

Некоторые роды при сохранении морфотипа утратили видовое разнообразие, и хотя какое-то время в их развитии наблюдаются адаптивные тенденции, в дальнейшем они постепенно вымирают. Так, однонаправленное развитие признаков без дивергенции наблюдается в родах *Coleites* (палеоценовый *C. reticulosus* (Plumm.) и *C. unicus* Bugr. из нижнего эоцена Крыма), *Pyramidina* (датский вид *P. curvisuturata* (Brotz.) и зеландский *P. crassa* Brotz.), *Karreria* (*K. fallax* Rzehak из верхов мела-палеоцена и *K. grata* Burg. из нижнего эоцена востока средней Азии). Вновь появившиеся виды или эндемичны, или их ареалы невелики и разрознены.

В некоторых случаях роды, достигшие достаточно высокой степени специализации и таксономического разнообразия, вымирают в конце маастрихта, но в боковых ветвях их развития преобразования могут продолжаться. Примером является род *Pseudogavelinella* Voloshina. В меловое время он был представлен видами "*Anomalina*" *dainae* (Mjatl.), *A. infrasantonica* Balakhm., *A. costulata* Marie, *A. clementiana* (Orb.), *A. pseudoexcalata* Kalinin (Василенко, 1954). В кампане появляется вид *P. usakensis* (Vass.) с высокой центральной частью спиральной стороны. Такое строение является уже признаком рода *Pilleussella* J. Nikitina. Этот морфологический тип существовал в течение маастрихта (*P. sayeuxi* (Lappar.) с подвидами *sayeuxi* и *mangyschlakensis*) и сохранился в палеоцене (рис. 3). После кризисного события он проявился у видов *Pilleussella caucasica* (Moroz.) – датский ярус, *P. velascoensis* (Cushm.) и *P. pilleus* (Vass.) – даний-зеландий. Первые два вида являются представителями относительно глубоководных ассоциаций (Северный Кавказ, Копетдаг), в то время как *P. pilleus* встречается в мелководных фациях шельфа, обычно в карбонатных и карбонатно-терригенных фациях (Мангышлак, платформенная часть западной Туркмении).

Некоторые виды, появившиеся незадолго до кризисных событий и занимавшие подчиненное положение в сообществах, после кризиса становятся родоначальниками новых линий прогрессивного развития (progenitor taxa). К ним можно отнести виды родов *Falsoplanulina* и *Brotzenella*.

Предковый вид *Falsoplanulina ekblomi* (Brotz.) известен с маастрихта. В палеоцене от него начинаются две линии развития, в одной из которых в конце раннего эоцена обособляется короткоживший специализированный вид *F. balakhmatovae* (Burg.). В другой линии с появлением ряда переходных форм развитие продолжается в течение всего эоцена (рис. 4).

Центры появления новых таксонов планктона и бентоса обычно трудно установить. Для всех видов требуется какое-то время на их миграцию. Для планктонных фораминифер оно было незначительным, и в течение палеоцена планктонная группа расселилась субглобально, пройдя в своем развитии несколько этапов. Хотя при расселении бентоса встречается больше препятствий (как географических, так и экологических), но и он быстро распространился в течение палеоцена благодаря своей плавучести в ювенильной стадии, поверхностным океаническим течениям (Berggren, Aubert, 1975, fig. 1) и иному, чем сейчас, расположению шельфовых зон (Bagton and al., 1981). Так что виды-иммигранты играли значительную роль в формировании региональных посткризисных ассоциаций.

Примером является распространение в обоих полушариях к северу и югу от экватора палеоценовой "Тетической карбонатной фауны" (по Berggren, 1974), палеоценовой фауны типов "Midway" и "Velasco" (Berggren, Aubert, 1975, fig. 1; Speijer, 1994; Petters, 1979; Morkhoven et al., 1986 и др.).

Из Карибского региона (где она была впервые описана) фауна двух последних типов распространилась на обширной территории, вероятно, благодаря переносу экваториальными течениями и течением Гольфстрим, которое направлялось в северную Атлантику, к берегам Европы и, как можно судить по новым находкам фауны, достигало юго-восточного побережья Карского моря. В составе фауны этих двух типов насчитывается не один десяток видов-космополитов, число которых может оказаться еще большим при едином понимании и наименовании видов.

Тетическая (или средиземноморская) фауна, правда, несколько обедненная, встречена в Крыму по р. Кача Е.К. Шуцкой, в скважинах Бахчисарайского района М.В. Ярцевой и на Тарханкутском п-ве (данные автора по коллекционным материалам В.Г. Морозовой), на востоке Средней Азии и в Северном Афганистане.

Многие виды мидвейского шельфового комплекса (глубин 50–200 м) на территории бывшего СССР распространены в регионах, относимых к разным палеобиогеографическим районам: на Восточно-Европейской равнине, Скифской плите, Предкавказье, западе Средней Азии, в Прикаспийской впадине, Мангышлаке, Тургайском прогибе. Виды более глубоководного (глубже 200 м) комплекса фораминифер типа "Velasco" известны из палеоцена Северного Кавказа и Западной Туркмении.

Климатическая зональность сказалась на видовом составе бентоса, что особенно заметно при сравнении ассоциаций из разрезов Мали, Нигерии, Южной Скандинавии, Польши, Восточно-Европейской равнины, юга и севера Западной

Сибири. От тропической зоны к полюсам сокращается таксономическое и морфологическое разнообразие, повышается роль таксонов более примитивного строения. Сказались и местные условия на количественных соотношениях видов разных родов, экологических типах фауны, числе эндемичных форм.

Таким образом, на основании рассмотрения динамики таксономического и частично морфологического разнообразия фораминифер можно сказать, что на рубеже мела–палеогена происходило быстрое вымирание фауны, которое для отдельных таксономических групп оказалось катастрофическим. Это коснулось в основном планктонных фораминифер, обитателей приповерхностных вод, среди которых преобладали таксоны высокого эволюционного уровня развития. На основе единичных переживших видов более примитивного строения появились новые группы и новые морфотипы.

Среди бентоса события на этом рубеже также привели к исчезновению некоторых, в основном специализированных таксонов – обитателей мелководья. Из переживших форм часть какое-то время продолжала существовать без особых морфологических изменений и затем вымерла. В других группах начались адаптивные морфологические преобразования. Достаточно быстро прогрессивное развитие фораминифер в разных ветвях уже к середине палеоцена привело к восстановлению видового разнообразия этой фауны.

Автор благодарна Т.Н. Корень, привлечшей мое внимание к проблеме выживания фауны на кризисных рубежах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 64810).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ашуров А.А., Крейденков Г.П. О находке раннепалеоценовых и позднемиоценовых нуммулитов в Юго-Западном Таджикистане // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210. № 6. С. 1401–1404.
- Ашуров А.А., Найдин Д.П., Немков Г.И. Нуммулиты и орбитолы верхнего маастрихта Мангышлака // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 5. С. 1184–1187.
- Ашуров А.А., Немков Г.И. Палеоценовые нуммулиты Таджикской депрессии, их палеоэкология и стратиграфическое распространение. Душанбе: Ифрон, 1978. 170 с.
- Ашуров А.А., Немков Г.И. Первые находки нуммулитов в датских отложениях Крыма // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 464–467.
- Бугрова Э.М. Находка рода *Lockhartia* в палеоцене СССР // Палеонтол. журн. 1966. № 2. С. 122–125.
- Бугрова Э.М. Использование многомерного анализа при изучении некоторых роталонидных фораминифер // Палеонтол. журн. 1978. № 4. С. 32–41.

- Бугрова Э.М. Изменчивость и формообразование палеогеновых фораминифер // Вопросы микропалеонтол. 1983. Вып. 26. С. 53–62.
- Бугрова Э.М. Нуммулиты в палеогеновом разрезе р. Кубань (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 376–378.
- Бугрова Э.М. Новые спирально-плоскостные нодозарии // Палеонтол. журн. 1985. № 1. С. 42–51.
- Бугрова Э.М. Нуммулиты и дискоциклины палеогена востока Средней Азии // Извест. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 58–70.
- Бугрова Э.М. Расселение позднемеловых и палеогеновых крупных фораминифер в окраинных морях океана Тетис. Тез. 39 сессии ВПО. 1993. С. 20–22.
- Бугрова Э.М. Развитие и расселение фауны в посткризисную эпоху (фораминиферы раннего палеогена). Тез. 40 сессии ВПО. Л., 1994. С. 5–7.
- Василенко В.П. Аномалиниды. Л.: Госоптехиздат, 1954. 282 с.
- Введение в изучение фораминифер. Л.: Недра, 1981. 211 с.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. I. М.: Недра, 1980. 535 с.
- Григорян С.М. Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1986. 216 с.
- Маслакова Н.И. Подкласс Foraminifera // Развитие и смена простейших, кишечнополостных и червей на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1981. С. 4–26.
- Морозова В.Г. Зональная стратиграфия датско-монтских отложений СССР и граница мела с палеогеном // Междунар. геолог. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 83–100.
- Мревлишвили Н.И. О времени появления первых нуммулитов в средиземноморской провинции и сопредельных регионах // Тр. Тбилиси. гос. ун-та. Географ. и геол. 1984. Т. 231. № 5. С. 15–25.
- Фурсенко А.В. Введение в изучение фораминифер. Новосибирск: Наука, 1978. 242 с.
- Barron E.J., Harrison C.G.A., Sloan J.L., Hay W.W. Paleogeography, 180 million years ago to the present // Eclogae geol. helv. 1981. V. 74. P. 443–470.
- Berggren W.A. Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, biogeography, and paleoecology of Libia and Mali // Micropaleontol. 1974. V. 20. № 4. P. 449–464.
- Berggren W.A., Aubert J. Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Atlantic-Tethyan regions: Midway-type fauna // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1975. V. 18. № 2. P. 73–192.
- Blow W. Deep Sea Drilling Project. Leg 6. Foraminifera from selected samples // Init. Rep. DSDP. 1971. V. 6. Wash. P. 1013–1026.
- Bugrova E. Recovery of North Caucasus foraminiferal assemblages after the pre-Danian extinctions // Biotic Recovery from Mass Extinction Events. Geol. Soc. Spec. Publ. N102. 1996. P. 337–342.
- Betterlin J., Foucarde E. Extension stratigraphique et distribution géographique du Lockhartia Davies, 1932 (Foraminifera, Rotaliidae) // Rev. Micropaleontol. 1989. V. 31. № 4. P. 225–242.
- Cretaceous-Tertiary Boundary Events. Symposium. II. Proceedings. University of Copenhagen. 1979. P. 5–250.
- Hofker J. Maastrichtian, Danian and Paleocene Foraminifera // Palaeontographica. 1966. Suppl. 10. 376 p.
- Jauhari A.K. Recovery of the larger benthic foraminifera after the terminal Cretaceous Event in the South Shillong region, NE India // The Role of Impact Processes in the Geological and Biological Evolution of Planet Earth. Abstracts. Ljubljana, 1996. P. 38.
- Kauffman E.G., Erwin D.H. Surviving mass extinctions // Geotimes. 1995. V. 40. № 3. P. 14–17.
- Keller G. Extended period of extinctions across the Cretaceous / Tertiary boundary in planktonic foraminifera of continental – shelf sections: Implications for impact and volcanism theories // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V. 101. № 11. P. 1408–1419.
- Loeblich A., Tappan H. Foraminiferal evolution, diversification, and extinction // J. Paleont. 1988. V. 62. № 5. P. 695–714.
- Morkhoven T.P.C.M., Berggren W., Edwards A.S. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic Foraminifera // Bull. Centr. Rech. Explor.-Product. Elf-Aquitaine. 1986. Mem. 11. P. 5–421.
- Petters S.W. Nigerian Paleocene Benthonic Foraminiferal Biostratigraphy, Paleoecology and Paleobiogeography // Marine Micropaleontol. 1979. V. 4. № 1. P. 85–89.
- Smit J. Discovery of a planktonic foraminiferal association between the Abathomphalus mayaroensis zone and the “Globigerina” eugubina zone at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Bar raneo del Gredero (Caravaca, SE Spain): a preliminary reports I, II // Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. 1977. V. 80. № 4. P. 280–301.
- Speijer R.P. The differential effect of the P / E boundary event on extinction and survivorship in shallow to deep water Egyptian benthic foraminiferal assemblages. Utrecht: Facult. Aardwetenschappen, Universit. Utrecht. 1994. № 124. P. 121–168.

Рецензенты Л.А. Невеская, А.Ю. Розанов

УДК 56.0:551.781.42/782.11(470.6)

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ И ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПО ДИНОЦИСТАМ СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ–НИЖНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. БЕЛОЙ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

© 1999 г. Н. И. Запорожец

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

Поступила в редакцию 06.03.97 г.

Статья посвящена проблеме детального биостратиграфического расчленения одного из полных и хорошо обнаженных разрезов палеогена и миоцена в Предкавказье по органикостенному фитопланктону, спорам и пыльце. Для второй половины эоцена, олигоцена и нижнего миоцена предложена региональная зональная шкала по диноцистам, со смыкаемой последовательностью зон, увязанная со шкалой, разработанной по этой группе микроорганизмов для Западной и Центральной Европы.

Ключевые слова. Диноцисты, акритархи, празиофиты, фитопланктон, наннопланктон, споры и пыльца, эоцен, олигоцен, миоцен, зональное расчленение, Предкавказье.

ВВЕДЕНИЕ

Разрез палеогена по р. Белой у станции Абадзехская (рис. 1), в отличие от расположенного к востоку Кубанского, до сих пор не привлекал большого внимания стратиграфов из-за перерыва в осадконакоплении, приходящегося на всю первую половину эоцена. Что же касается бартонско-приабонской и олигоценовой его частей, то по полноте и степени обнаженности Кубанскому разрезу он не уступает.

С.Т. Коротков (1935) первым обратил внимание на широкое развитие в бассейне р. Белой в составе майкопской серии толщи коричневых бескарбонатных глин с конкрециями мергелей и доломитизированных известняков верхнего олигоцена, выделенных им в абадзехскую свиту. Позже более подробно разрез по р. Белой изучался В.А. Гроссгеймом (1960). Он расчленил его на ряд свит в соответствии с принятой в конце 50-х годов схемой палеогена для Северного Кавказа. Им было дано подробное литологическое описание толщ, а их возраст был обоснован данными изучения бентосных фораминифер, моллюсков, спор и пыльцы. К сожалению, характеристика органических остатков, в том числе и растительных (Гроссгейм, Гладкова, 1953), давалась не послойно, а по свитам. Значительно более детальное расчленение разреза было выполнено в 70-х годах А.С. Столяровым. Этот материал, с согласия его автора, лег в основу путеводителя к геологической экскурсии (Excursion guidebook..., 1995), проведенной в августе 1995 г. по проектам МПГК 326 (Переход от палеогена к неогену в Северном полушарии), 329 (Неоген Паратетиса) и 343 (Стратиграфическая корреляция эпикратонных бассейнов Перитети-

са). Ряд уточнений в описание разреза был внесен летом 1994 и весной 1995 годов при подготовке его к экскурсии С.В. Поповым (ПИН РАН), М.А. Ахметьевым (ГИН РАН), Э.П. Радионовой (ГИН РАН) и Я. Крховским (Геологический ин-т АН Чехии). Ими же была отобрана серия проб для комплексного палеонтологического изучения. Из одних и тех же проб Я. Крховским исследовался наннопланктон и фораминиферы, а автором – органикостенный фитопланктон, споры и пыльца. Предварительные итоги этого изучения были опубликованы в тезисах к совещанию по проекту 326 МПГК (Krhovsky et al., 1995), а также в тезисах к VIII Всероссийской палинологической конференции 1996 г. (Запорожец, 1996).

В настоящей статье обобщены результаты изучения как первой партии проб, так и последующей, отобранной Ю.О. Гавриловым (ГИН РАН) из кумской свиты, а автором из белоглинской свиты

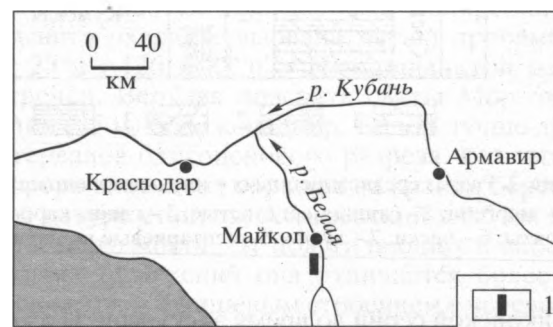


Рис. 1. Местонахождение разреза среднеэоценовых – нижнемиоценовых отложений в долине р. Белая.
1 – местонахождение разреза.

Отдел	Подотдел	Литологическая колонка	Мощность, м	№ проб	Региональные стратиграфические подразделения (Excursion Guide-Book.. Akhmetiev, Popov, Krhovsky et al., 1995)			Зоны по нанопланктону (Martini, 1971)	Зоны по диноцистам (Costa, Downie, 1976)	Зоны, подзоны, слои по диноцистам, предлагаемые автором в данной статье	
Миоцен	Нижний-средний		3	38 ³⁹ 67	Тарханский			NN4	D16	Labyrinthinium truncatum	
					Ольгинская и караджалгинская (неразделенные)			NN1			
Оligocene	Верхний		100	92 568 31	Септариевая			NN1 NP25	D15	Chiropteridium partispinatum s. l.	Подзона Deflandrea spinulosa (non typicus)
								III II I			
					Баталпащинская			NP25			Подзона Rhombodinium draco
					Морозкиной балки			NP24			
					Остракодовые			NP23			
Эоцен	Средний		20	14 36 35	Пшехская			NP22	D14b	Wetziella gochii	Слой с Batiacasphaera-Hystrichokolpoma
								IV III II I			
					Белоглинская			NP21			
					Кумская			NP20 NP19 NP18			
								NP17			
Эоцен	Верхний		32	15 28n 126 25n 29 27 24 25 22 21	Пшехская			NP22	D14a	Wetziella symmetrica	Phthanoperidinium amoenum
								III II I			
					Белоглинская			NP20 NP19 NP18			
					Кумская			NP17			
								NP16			

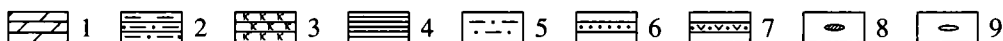


Рис. 2. Разрез среднеэоценовых – нижнемиоценовых отложений по р. Белой.

1 – мергели; 2 – глины мергелистые; 3 – глины карбонатные; 4 – глины слабокарбонатные и бескарбонатные; 5 – але-
вриты; 6 – пески; 7 – туфы; 8 – септариевые конкреции; 9 – доломитовые конкреции.

и майкопской серии во время экскурсии. Несколько проб поступило от С.В. Попова, отобравшего их в 1996 г. по моей просьбе из свиты Морозкиной балки (их номера сопровождаются литерой “п”).

В связи с тем, что для отдельных частей майкопской серии предлагались разные названия свит, включая и те, которые после их опубликования практически не использовались (например,

“абадзехская” свита), разбивка разреза и привязка проб даны в соответствии с “Excursion guide-book..., 1995”. Стратиграфическая колонка, а также уровни отбора проб приведены на рис. 2.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

В изученном разрезе выделены следующие стратиграфические подразделения: кумская свита (средний эоцен), белоглинская свита (верхний эоцен) и майкопская серия. Последняя подразделяется на нижний майкоп, в объеме пшехской свиты, остракодовых слоев и свиты Морозкиной балки (нижний – начало верхнего олигоцена), средний майкоп в составе баталпашинской и септариевой свит (верхний олигоцен – начало нижнего миоцена) и верхний майкоп (нижний миоцен), в котором литологически трудно обособить караджалинскую свиту и перекрывающую ее ольгинскую (они не разделены). Что же касается верхнего члена майкопской серии – рицевской свиты, то она была, вероятно, размыва в предтарханское время. Выше с перерывом залегают миоценовые отложения тарханского горизонта, которые также опробовались.

Кумская свита. Эта свита залегает с размывом на морских карбонатных отложениях палеоцена и представлена слоистыми коричневыми мергелями и мергелистыми глинами с марказитовыми конкрециями, тонкорассеянным рыбным и растительным детритом. Видимая мощность свиты 32 м. На контакте с перекрывающей ее белоглинской выделяется переходная пачка (4.5 м), с чередованием более светлых глинисто-мергелистых слоев белоглинского облика и более темноокрашенных – кумского. Опробовались разные части кумской свиты: базальный слой сразу над поверхностью размыва (3103), 3 м (3105), 11 м (3107) и 24 м (3110) выше ее подошвы. В верхней переходной пачке пробы были отобраны из ее основания (3111а и 3111г), а также верхней части (3112а и 3112б).

Белоглинская свита. Она образована 20-метровой пачкой светло-серых мергелистых глин и мергелей. В кровле свиты выделен светлый, зеленоватый прослой глин (до 1 м) с растительным и рыбным детритом, а также мелкими тонкостенными моллюсками *Propeamussium fallax* и *Aturia ziczac* (определения И.А. Гончаровой). По наннопланктону основную часть разреза белоглинской свиты Я. Крховский относит к зоне NP19 по шкале Мартини (Martini, 1971), а прослой с *Propeamussium* – к зоне NP20. Выше с резким контактом, но без признаков размыва, залегает майкопская серия. Белоглинская свита опробована в ее основании (3113) и на уровне 5–6 м ниже ее кровли (95/119). Из прослоя с *Propeamussium* взята проба 95/87.

Майкопская серия. Пшехская свита. Свита имеет мощность 25 м и подразделена на три пачки. Нижняя (I) представлена темно-серыми и черными карбонатными глинами (5–6 м) с *Limacina* (= *Planorbella*, *Spiratella*), отпечатками рыб, листьев покрытосеменных и побегов хвойных (таксодиевых). По наннопланктону базальный слой пачки относится еще к зоне NP20. Отсюда происходят пробы 5 (с планорбеллами) и 1 (с отпечатками растений). Средняя пачка (II) состоит из ритмичного переслаивания серых карбонатных и более темных слабокарбонатных или бескарбонатных глин (14–15 м), также с остатками птеропод, но более редкими. По наннопланктону нижняя часть разреза пачки относится к зоне NP21, а верхняя, где остатки птеропод уже не встречаются – к зоне NP22. Проба 21 из этой пачки взята четырьмя метрами ниже ее кровли (10 м ниже подошвы остракодовых слоев). Верхняя пачка (III) образована темно-коричневыми и черными некарбонатными глинами (6 м) с включениями окисленных сульфидов и развитыми по трещинам ярозитом и гидроокислами железа. Верхняя граница пачки подчеркивается залегающими выше более светлоокрашенными остракодовыми слоями. Пачка опробована с уровней 3 м (22), 1.5 м (8) и 0.1 м (9) ниже ее кровли с целью улавливания изменений в составе фитопланктона по мере приближения к остракодовым слоям. Наннопланктон встречен не был.

Остракодовые слои (=полбинский пласт, одноименный региональный горизонт). Они являются очень выразительным маркером разреза. Представлены белыми и более темноокрашенными мергелями с остатками остракод и наннопланктона зоны NP23 (0.3–0.5 м). Из остракодовых слоев отобраны две пробы: из их подошвы (24) и средней части (25).

Свита Морозкиной балки перекрывает остракодовые слои с признаками размыва и подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита свиты Морозкиной балки (40–50 м) состоит из серых и коричневатых-серых некарбонатных глин, окрашенных с поверхности ярозитом. В ее верхней части встречаются доломитовые конкреции. Эта подсвита охарактеризована пятью пробами (27, 29, 25“п”, 126 и 28“п”). Наннопланктон не был встречен. Верхняя подсвита свиты Морозкиной балки (35 м) обнажена по р. Белой лучше других интервалов олигоценового разреза. Ее сложена непрерывная стена обрывов на правом берегу реки в центре станицы Абадзехский в 0.5 км выше подвесного моста. От подстилающих и перекрывающих отложений она отличается более ясно выраженным флишевым строением с чередованием карбонатных и бескарбонатных глин и алевроитов (прослой по 2–5 см), а также редких пластов витрокладических туфов. Верхняя подсвита сложена четырьмя пачками (I–IV). Нижняя – I пачка

(8 м) образована чередованием бескарбонатных шоколадных глин с ярозитом и гидроокислами железа, а также более светлых, серых, карбонатных. II пачка отличается циклическим чередованием (5 циклитов) слабокарбонатных и карбонатных глин (8 м) с остатками батицелагических рыб и наннопланктоном зоны NP23 в нижней части и NP24 – в верхней. III пачка состоит из некарбонатных и слабокарбонатных глин с ярозитом (4 м) и включает пепловый горизонт мощностью до 1 м. Верхняя – IV пачка (12–15 м) представлена переслаиванием карбонатных и слабокарбонатных глин, более светлоокрашенных по сравнению с подстилающей пачкой. В ней также встречены два пепловых прослоя (3 и 2 см). По наннопланктону эта часть разреза относится к зоне NP24. Из верхней подсвиты свиты Морозкиной балки отобраны три пробы: одна (15) из I пачки и две (35 и 36) из IV, которые взяты в 5–6 м выше наибольшего по мощности пласта пеплов.

Баталпашинская свита образована темно-коричневыми глинами с ярозитом и редкими сидеритовыми и мергелистыми конкрециями (60 м). Свита обнажается по обоим берегам р. Белой в станице Абадзехской близ подвесного моста и в устье ее левого притока – р. Молочка. Нижняя граница свиты четкая. Она проводится по смене флишовой пачки свиты Морозкиной балки пачкой более монотонных бескарбонатных глин, уже принадлежащих баталпашинской свите. Верхняя же граница с септариевой свитой в значительной степени условна. Она фиксируется по появлению в разрезе вновь флишовой пачек в сочетании с более регулярной встречаемостью карбонатных септариевых конкреций, причем последние приурочены только к наиболее карбонатным разностям глин и алевроитов. Свита опробована в нижней (14), средней (40 и 555/556) и верхней (559) ее частях.

Септариевая свита. В нее объединена толща мощностью до 100 м, состоящая из двух глинисто-алевритовых пачек с септариями, разделенных прослоем песков (0.9–1 м), вскрытых в левом обрывистом берегу протока р. Белой на северном склоне г. Лысой. По своему стратиграфическому объему и возрасту септариевая свита соответствует объединенным алкунской и зеленчукской свитам Кубанского разреза. К востоку от р. Белой, в долине ее правого притока – р. Фарс, относительно маломощный прослой хорошо промытых среднезернистых песков возрастает в мощности до 10 м. В основании песков появляются конгломераты и сама пачка выделяется в самостоятельную воскогорскую свиту (Гроссгейм, 1960). Нижняя глинисто-алевритовая пачка на р. Белой (60 м) представлена бескарбонатными и слабокарбонатными глинами с септариевыми конкрециями. Верхняя тонкообломочная пачка септариевой свиты (до 40 м) отличается более регулярным цик-

личным чередованием карбонатных и бескарбонатных глин. Состав наннопланктона характерен для переходного интервала от зоны NP25 к зоне NN1. Контакт с вышележащей караджалгинской свитой проводится по исчезновению в разрезе септариевых конкреций. Он обнажен в приустьевой части ручья Фюнт, впадающего в р. Белую справа ниже по течению от станицы Абадзехской.

Септариевая свита опробовалась детальнее по сравнению с остальными. Относительно равномерно по разрезу было отобрано более 10 проб, для каждой из которых был произведен подсчет палиноморф (561, 565, 19, 21, 56, 60, 32, 33, 34 и др.). Необходимость этого связана с некоторой неопределенностью возрастного положения кавказского регионаруса, который М.Ф. Носовский и А.К. Богданович (Nosovsky, Bogdanovich, 1979) отнесли к миоцену, а А.С. Андреева-Григорович (1980) – к олигоцену.

Караджалгинская свита. Эта свита, начинающая разрез верхнего майкопа, в нижней части представлена монотонной пачкой мощностью более 20 м некарбонатных слоистых серых алевроитовых глин, покрашенных ярозитом. Из-за плохой обнаженности контакт между караджалгинской и перекрывающей ее ольгинской свитой намечен условно по появлению более песчаных прослоев и увеличению карбонатности пород. Караджалгинская свита опробовалась только в ее нижней части (31, 568, 92). Общая мощность отложений верхнего майкопа не менее 120 м. Из верхней глинистой пачки непосредственно под подошвой тархана отобрана проба 67. Она характеризует, по-видимому, верхнюю часть ольгинской свиты, перекрывающей караджалгинскую.

Тарханский регионарус. Отложения тархана обнажаются в крутом правом борту долины в 2 км выше устья ручья Семиколенный. В нижней части склона (10 м над руслом) над темно-серыми некарбонатными глинами майкопа с размывом и слабым несогласием залегают темные карбонатные глины тархана, разделенные прослоем мергелей (0.15 м) с *Lentipecten denudatus* (определения И.А. Гончаровой, ПИН РАН). Мощность тархана не более 3 м. Выше залегают водорослевые песчаные известняки (10 м), образующие четыре выдержанных горизонта биогермов, разделенных маломощными прослоями “раздавленных” глин. Их раннечокракский возраст установлен по присутствию характерных моллюсков *Anadara bosphorana*, *Pteria micra*, *Ceritium orientale* и др. Из тархана были отобраны две пробы (38 и 39) из глин, подстилающих и перекрывающих прослой мергелей.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Кумская свита. Все пробы этой свиты, включая и переходную пачку, оказались насыщенными аморфным органическим веществом и палиноморфами высших растений, но более бедны фитопланктоном, хотя, в целом, он очень разнообразен при отсутствии сколько-нибудь заметного количественного преобладания одних таксонов над другими (таблица).

В монотонных темноокрашенных мергелях с рыбными остатками и марказитовыми стяжениями (3103, 3105, 3107, 31106) встречены *Areosphaeridium diktyoplokus*, *A. arcuatum*, *Areosphaeridium* sp., *Adnatosphaeridium* sp., *Achomosphera* sp., *Achilleodinium* sp., *Calligodinium* sp., *Cerebrocysta* sp., *Cerodinium diebelii*, *Cerodinium* sp., *Chytroeisphaeridia* sp., *Cleistosphaeridium* sp., *Cordosphaeridium* spp. (в том числе *C. exilimurum*), *Cribroperidinium tenuitabulatum*, *Deflandrea* spp., *Diphyes* sp., *Horologinella* sp., *Hystrichosphaeropsis* sp., *Impagidinium* sp., *Impletosphaeridium* sp., *Lejeunecysta globosa*, *Manumiella* sp., *Microdinium* sp., *Operculodinium* sp., *Pentadinium* sp., *Phthanoperidinium* sp., *Rottnestia borussica*, *Selenopemphix nephroides*, *Spiniferites* sp., *Tectatodinium* sp., *Wetzeliella astra*, *W. echinulata*. Среди пражинифитов и акритарх – *Paucilobimorpha granuligera*, *Crassosphaera* sp., *Cymatiosphaera* sp., крупные *Leiosphaeridia* sp., *Ptanospermella* sp. Около 20% фрагментарных экземпляров в каждой из проб остались неопределенными.

Среднеэоценовый (бартонский) возраст свиты подтверждается данными изучения фораминифер и наннопланктона из других ее разрезов Северного Кавказа (Крашенинников, Музылев, 1975) и сравнением состава кумского органикостенного фитопланктона с бартонскими комплексами Западной Европы и южных районов бывшего СССР, принадлежащими зонам *Areosphaeridium diktyoplokus* и *Rhombodinium perforatum*. К нижней из зон по присутствию индекса-вида относится большая часть свиты (кроме переходной пачки).

В комплексе спор и пыльцы установлены *Pinus* spp., *Betula* sp., *Myrica* sp., *Ilex* sp., *Rhus* sp., *Nyssa* sp., а также пыльца, принадлежащая формальным таксонам, включая *Tricolporopollenites cingulum*.

Состав диноцист в переходной пачке в основном сохраняется. Доминируют *Areosphaeridium* и *Microdinium*. *A. diktyoplokus* замещается *A. arcuatum*. Появляются виды *Rhombodinium* (*R. draco*, *R. rhomboideum*), а также *Pterodinium* sp., *Microdinium reticulatum*, *Melitasphaeridium asterium*, *Thalassiphora pelagica*, *Cyclopsiella* sp., *Dapsilidinium* sp., *Systematophora* sp., виды *Heteraulacacysta* spp. (*H. leptalea*, *H. pustulata*), *Batiacasphaera sphaerica*, *Palaeocystodinium golzowense*. Состав зеленых водорослей также существенно не меняется. Из двух

пар проб, отобранных в 2 см друг от друга из темноокрашенных (3111a и 3112b) и светлоокрашенных (3111г и 3112a) разностей из основания и средней части переходной пачки, фитопланктон более разнообразен в светлоокрашенных породах (более 30 таксонов в пробе 3111г и более 40 в 3112a, против 11 таксонов в пробе 3111a и 15 – в пробе 3112a).

В спорово-пыльцевом комплексе переходной пачки преобладает пыльца покрытосеменных, особенно вечнозеленых буковых (*Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta*, *Castanopsis* sp.). Разнообразен спектр вечнозеленых – *Magnolia* sp., *Engelhardtia* sp., *Rhus* sp., *Platycarya* sp., *Ilex* sp., *Araliaceae*, *Nyssa* sp. и др. Из хвойных доминирует пыльца сосны. Единично встречается пыльца эфедры, ногоплодника, таксодиевых. Общее количество палиноморф высших растений значительно выше в пачках темных мергелей, характеризующих аноксическую обстановку, нежели в пелагических белых мергелистых глинах.

Из таксонов, общих с кумской свитой Кубанского разреза на р. Белой отмечены: *Deflandrea* spp., *Rhombodinium draco*, *Areosphaeridium arcuatum*, *Impagidinium* sp., *Wetzeliella echinulata*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Microdinium* sp., *Hystrichokolpoma* sp., *Horologinella* sp., *Pentadinium* sp. и *Manumiella* sp. Появляются *Dracodinium condylos*, *Samlandia reticulifera*, *Apteodinium* sp., *Ceratiopsis* sp., *Fromea* sp., *Melitasphaeridium* sp., *Pentadinium lophophorum*, *Charlesdownia coleothrypta*. Кроме того, в Кубанском разрезе в составе переходной пачки заметно преобладание над другими таксонами *Chytroeisphaeridia* (более 30%), а также участие *Trigoporyxidia fiscellata* (8%) и *Thalassiphora pelagica* (более 5%).

Белоглинская свита. Комплекс фитопланктона свиты разнообразен, насчитывает десятки таксонов и составляет до 90% и более от всего количества палиноморф. Доминируют виды *Achomosphera* spp. (в том числе cf. *A. sagena*), *Impagidinium* sp., *Spiniferites* spp., *Systematophora* sp. – обитатели внешнего шельфа. Среди характерных таксонов позднего эоцена – *Areosphaeridium arcuatum*, *Cordosphaeridium funiculatum*, *Rottnestia borussica*, *Tytthodiscus beloglinensis*. Присутствует *Charlesdownia clathrata angulosa* – зональный вид позднего эоцена западноевропейской шкалы по диноцистам. Среди форм, встречаемых единично и отсутствующих в перекрывающих олигоценовых отложениях – *Achilleodinium* sp., *Pterodinium* sp., *Corrudinium* sp., *Lophocysta* sp., *Cannosphaeropsis* sp., *Dinopterigium* sp., *Wilsonidium* sp., *Fibrocysta* sp., *Turbiosphaera* sp., *Microdinium* sp.

Фитопланктон в пробе из основания свиты составляет 89% всех палиноморф. Из них около 30% приходятся на *Impagidinium* spp. (12%), *Areosphaeridium* spp. (главным образом, *A. arcuatum*) и *Corrudinium incompositum* (по 9%). Им немного

Распределение органикостенного фитопланктона в разрезе среднеэоценовых–нижнемиоценовых отложений р. Белой (Западное Предкавказье)

Названия видов	Эоцен				Олигоцен								Миоцен	
	средний		верхний		нижний					верхний			нижний	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Areosphaeridium diktyoplokus</i>	м	+	о											
<i>Areosphaeridium arcuatum</i>	х	м	+	+	о	о	о							
<i>Cerodinium diebelii</i>	о													
<i>Cordosphaeridium exilimurum</i>	о								о	о				
<i>Cribroperidinium tenuitabulatum</i>	о		+		о		о							
<i>Lejeunecysta globosa</i>	о		о							о			о	
<i>Rottnestia borussica</i>	+	о	х											
<i>Selenopemphix nephroides</i>	о		о				о			о	+		о	о
<i>Wetzeliella astra</i>	о													
<i>Wetzeliella echinulata</i>	о	о												
<i>Achomosphaera</i> sp.	о			х		о			о	о			о	о
<i>Achilleodinium</i> sp.	о		о											
<i>Calligodinium</i> sp.	о													
<i>Cerebrocysta</i> sp.	о		о							о				
<i>Chytroeisphaeridia</i> sp.	о					о	о		х	о	о			
<i>Cleistosphaeridium</i> sp.	+					о	о	о		х	о	о	о	о
<i>Diphyes</i> sp.	о													
<i>Horologinella</i> sp.	о				о	о	о	о	о	о				
<i>Hystriochosphaeropsis</i> sp.	о									о			о	
<i>Impagidinium</i> sp.	х	+	х	х				о	о	о				
<i>Impletosphaeridium</i> sp.	о													
<i>Manumiella</i> sp.	о													
<i>Paucilobimorpha granuligera</i>	+													
<i>Cymatiosphaera</i> sp.	+									о		+	+	
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	+									х		+	м	
<i>Tectatodinium</i> sp.	о		х			о	о	о	о	о				
<i>Rhombodinium perforatum</i>		о												
<i>Rhombodinium draco</i>		о							+	о				
<i>Rhombodinium rhomboideum</i>		о	+											
<i>Microdinium reticulatum</i>	м													
<i>Melitasphaeridium asterium</i>	о	+				о	о				о			о
<i>Thalassiphora pelagica</i>	о	+				о				о			о	
<i>Heteraulacacysta leptalea</i>	о													
<i>Heteraulacacysta pustulata</i>	о													
<i>Batiacasphaera sphaerica</i>	о	+							м	о				о
<i>Palaeocystodinium golzowense</i>	о	о					о			х				
<i>Cyclopsiella</i> sp.		о	о											
<i>Pyxidiella</i> sp.			о			о							о	
<i>Samlandia</i> sp.			о											
<i>Gochtodinium</i> sp.			о											
<i>Phelodinium</i> sp.			о						о	о				
<i>Lentinia</i> sp.			о											
<i>Fromea</i> sp.			о										о	
<i>Areoligera</i> sp.			о											
<i>Tythyodiscus beloglinensis</i>			о	о										
<i>Achomosphaera sagena</i>			х											
<i>Cordosphaeridium funiculatum</i>			о											

Таблица. Продолжение

Названия видов	Эоцен				Оligоцен								Миоцен	
	средний		верхний		нижний					верхний			нижний	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Charlesdowniea clathrata angulosa</i>			o											
<i>Corrudinium incompositum</i>			+						o					
<i>Hystrichokolpoma cinctum</i>			+											
<i>Batiacasphaera hirsuta</i>			+	o						o				o
<i>Operculodinium tiara</i>			+											
<i>Operculodinium placitum</i>			+											
<i>Rhombodinium pustulosum</i>			+											
<i>Pentadinium taenigerum</i>			+											
<i>Deflandrea phoshoritica</i>			+		o		o			x				
<i>Diphyes colligerum</i>			o											
<i>Homotryblum plectilum</i>			o											
<i>Phthanoperidinium amoenum</i>					o	o	+	o						
<i>Homotryblum floripes</i>					o		o							
<i>?Cyclonephelium sp.</i>					o									
<i>Gonyaulacysta sp.</i>					o									
<i>Lejeunecysta hyalina</i>					o	x	+		o	x				
<i>Hystrichosphaeridium sp.</i>						o	o							
<i>Areosphaeridium pectiniforme</i>						o	o	o	o					
<i>Adnatosphaeridium multispinosum</i>						o								
<i>Dapsilidinium simplex</i>						o							o	
<i>Pentadinium goniferum</i>						o								o
<i>Homotryblum tenuispinosum</i>						o				x	o	+		o
<i>Homotryblum aculeatum</i>						o								
<i>Wetzeliiella symmetrica</i>						o	o			x				
<i>Bitectatodinium sp.</i>						o			o					
<i>Selenopemphix coronata</i>						x								
<i>Phthanoperidinium comatum</i>						o				o				
<i>Phthanoperidinium echinatum</i>						o								
<i>Systematophora placacantha</i>						o								o
<i>Batiacasphaera baculata</i>							o	x	m	o				
<i>Cordosphaeridium gracile</i>							o							
<i>Kallosphaeridium sp.</i>							o	o	o					
<i>Dapsilidinium pastielsii</i>							o							
<i>Membranophoridium aspinatum</i>							o				o			
<i>Wetzeliiella gochtii</i>							o	o	m					
<i>Gerdiocysta sp.</i>							o	o	o					
<i>Hystrichokolpoma rigaudiae</i>							o	o	+				o	
<i>Hystrichokolpoma salacium</i>							o	o	+		o		o	
<i>Hystrichokolpoma spp. (тонкостенные)</i>							o	m	m	o				
<i>Spiniferites elongatus</i>								+						
<i>Spiniferites cf. mirabilis</i>								+						
<i>Batiacasphaera micropapillata</i>								x	m					
<i>Leberidocysta sp.</i>								o						
<i>Stoverocysta sp.</i>								o						
<i>Pterodinium cingulatum</i>								o						
<i>Paralecaniella indentata</i>								+	o					
<i>Chiropteridium partispinatum</i>								o	+	m	o	o		
<i>Apteodinium emslandense</i>									o	x				
<i>Cribroperidinium cf. guiseppeii</i>									o					
<i>Distatodinium ellipticum</i>									o					

Таблица. Окончание

Названия видов	Эоцен				Оligоцен								Миоцен	
	средний		верхний		нижний					верхний			нижний	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Deflandrea spinulosa (typicus)									o	x	+			
cf. Glaphyrocysta inculta									o					
Cleistosphaeridium ?insolitum									o					
Pentadinium laticinctum									o	o	o			
Prolixosphaeridium sp.									o					
Chiropteridium mespilum										x				
Dapsilidium colligerum										o				
Paucilobimorpha triradiata										o				
Lejeunecysta paratenella										x			o	o
Operculodinium microtrianum										o				
Lingulodinium machaerophorum										o				o
Spiniferites pseudofurcatus										o				
Spiniferites ramosus										o				x
Wetzeliella articulata										o				
Deflandrea andromensis										o				
Deflandrea heterophlycta										x				
Apteodinium maculatum										o			o	
Cometodinium sp.										o				
Cyclopsiella vieta											o			
Heteraulacacysta campanula											o			
Gerlachodinium aechmophorum											o			
Deflandrea spinulosa (мелкие цисты)											+	м	o	
Labyrinthodinium truncatum													o	
Homotryblum oceanicum													o	
Pyxidiella scabrosa													o	
Spiniferites bentorii														+
Operculodinium israelianum														+
Operculodinium centrocarpum														м
Concentricysta sp.														o
Tectatodinium psilatum														o
Tectatodinium pellitum														o
Tuberculodinium vancampoae														o
Sumatrodinium sp.														o
Riculacysta sp.														o
Distatodinium paradoxum														o
Hystrichosphaeropsis obscura														o
Cordosphaeridium inodes														o
Lejeunecysta oliva														o
Lejeunecysta sabrina														o
Trinovantedinium sp.														o
Apteodinium piasecki														o

Цифры вертикальных колонок: 1 – кумская свита (основная часть); 2 – кумская свита (переходные слои к белоглинской свите); 3 – белоглинская свита (нижняя часть); 4 – белоглинская свита (верхняя часть); 5 – пшехская свита, пачка I (планорбелловые слои); 6 – пшехская свита, пачка II; 7 – пшехская свита, пачка III; 8 – остракодовые слои; 9 – слои Морозкиной балки, нижняя подсвита; 10 – свита Морозкиной балки, верхняя подсвита; 11 – баталпащинская свита; 12 – септариевая свита (основная часть); 13 – септариевая часть (терминальная часть), караджалгинская и ольгинская свиты неразделенные; 14 – тарханский регионарус. Содержание отдельных таксонов (в процентах от общего количества): м – более 10%; х – от 5 до 10%; + – от 1 до 5%; o – менее 1%.

уступают Tectatodinium sp. и Thalassiphora pelagica (по 7%), Batiacasphaera spp. (включая B. hirsuta и B. sphaerica) (5%). Виды Operculodinium spp. (в том числе O. placitum и O. tiara), а также Hystrichokolpoma cinctum встречены в количестве 3%. Несколько более 1% составляет Rhombodinium spp. (в том числе Rh. rhomboideum и Rh. pustulatum),

Pentadinium spp. (включая P. taenigerum), Spiniferites spp., Achomosphaera sp., Microdinium sp., Deflandrea spp. (в том числе D. phosphoritica), Melitasphaeridium asterium, Cribroperidinium tenuitabulatum. Среди таксонов, встреченных единично – Pyxidiella sp., Samlandia sp., Diphyes colligerum, Gochtodinium sp., Apteodinium sp., Phelodinium sp.,

Wetzeliella echinulata, *Rottnestia borussica*, *Lentinia* sp., *Lejeunecysta globosa*, *Cerebrocysta* sp., *Fromea* sp., *Achilleodinium* sp., *Areoligera* sp., *Cyclopsella* sp., а также *Tytthodiscus beloglinensis*. Из таксонов, встречающихся и в более молодых отложениях, определены *Lingulodinium* sp., *Selenopemphix nephroides*, *Homotryblium plectilum* и др.

В пробе 95/119 преобладают *Impagidinium* spp., *Systematophora* spp., *Achomosphaera* sp., *Spiniferites* spp., часто встречаются *Pterodinium* sp., *Operculodinium* sp., *Areosphaeridium arcuatum*, *Cordosphaeridium* sp. Общее количество таксонов – более 40. В кровле свиты, в слоях с *Propeamussium fallax*, количество таксонов возрастает до 55, однако ни один из них не содержится в количестве более 5%. Несколько более заметно участие *Deflandrea* spp., *Impagidinium* spp., *Operculodinium* spp., *Spiniferites* spp., *Rottnestia borussica*. Обилие зеленых водорослей и акритарх, отмеченное в кровле белоглинских отложений на Украине (Савицкая, 1996), здесь не получило подтверждения.

Комплекс пыльцы и спор белоглинской свиты в целом значительно более бедный, по сравнению с комплексами подстилающих и перекрывающих отложений, из-за большей “мористости” фаций и характеризуется присутствием пыльцы *Pinus* spp., разнообразной трехборозднопоровой пыльцой, а также пыльцы *Ephedra* sp., *Podocarpus* sp., *Juglandaceae*, *Fagaceae* (главным образом вечнозеленых дубов – *Quercus graciliformis* и *Q. conferta*), *Rhus* sp., *Moraceae*, *Hamamelidaceae*, *Myrica* sp., *Plex* sp. Палинокомплекс верхних слоев свиты становится более разнообразным. Появляются *Taxodiaceae*, единично – *Picea* sp., *Tsuga* sp., *Keteleeria* sp., *Cedrus* sp., несколько видов *Ephedra* spp. (*E. fusiformis*, *E. claricristata*), *Liquidambar* sp. Благодаря обилию пыльцы хвойных, особенно *Pinus*, количество фитопланктона в кровле свиты несколько уступает количеству пыльцы и спор.

Пшехская свита. Фитопланктон был изучен из всех трех ее пачек. Его разнообразие и количество уже в планорбелловых слоях (пачка I) резко сокращается по сравнению с белоглинской свитой, и многие таксоны последней не переходят в олигоцен (*Rottnestia borussica*, *Tytthodiscus beloglinensis*, *Areosphaeridium diktyoplokus* и др.). Появляется *Phthanoperidinium amoenum* – характерный зональный вид нижней зоны западноевропейского олигоцена, встреченный в разрезе по р. Белой раньше *Wetzeliella symmetrica* и *W. gochti*. В пробе (5), отобранной в 2–2.5 м над подошвой майкопской серии, доминируют виды *Homotryblium* spp., включая *H. floripes*, *Cyclonephelium* sp., *Deflandrea* spp. (*D. phosphoritica*), *Gonyaulacysta* sp., *Horologinella* sp., *Hystrichosphaeridia* sp., *Lejeunecysta hyalina*, *Cribroperidinium tenuitabulatum*, *Puxidiella* sp. В целом, по сравнению со слоем с *Propeamussium fallax*, где содержание фитопланк-

тона составляло не менее 40–45% от общего числа палиноморф, в планорбелловых слоях оно падает до 5%.

Комплекс спор и пыльцы планорбелловых слоев богат. Пыльца хвойных составляет свыше 70% при соотношении пыльцы сосновых и таксодиевых 3 : 1. Единично отмечена пыльца *Picea* sp., *Tsuga* sp., *Ephedra* sp. В спектре порядка *Betulales* доминирует пыльца сем. *Betulaceae* (особенно *Carpinus* spp.), в сем. *Juglandaceae* преобладает *Carua* sp., среди сем. *Fagaceae* – пыльца листопадных дубов. Аномального содержания (более 10%) достигает пыльца *Rhus* sp. Определена пыльца семейств *Hamamelidaceae* (*Hamamelis* sp., *Corylopsis* sp.), *Moraceae*, *Myricaceae*, *Araliaceae*.

В планорбелловых слоях хорошо сохранились остатки листьев лавровых (*Cinnamomophyllum*), восковниковых, *Dryophyllum* sp., побеги *Cryptomeria* sp. и *Taxodium* sp. (определение М.А. Ахметьева, Москва, ГИН РАН).

Пачка II (карбонатных и слабокарбонатных глин) опробована в ее верхней части (10 м ниже остракодовых слоев, проба 21). Фитопланктонный комплекс пачки II небогат. Доминируют виды *Lejeunecysta* spp. (в том числе *L. hyalina*) и *Selenopemphix* spp. (включая *S. nephroides* и *S. coronata*). Разнообразны, хотя и единичны виды *Phthanoperidinium* (*P. comatum*, *P. amoenum*, *P. echinatum*). Впервые на этом уровне появляется *W. symmetrica* – зональный вид одноименной зоны западноевропейского рюпеля. *Areosphaeridium* представлен видом *A. arcuatum*, обычно не переходящим границу эоцена и олигоцена в северной части акватории бассейна и доживающим до раннего олигоцена в ее южной, более тепловодной части, а также *A. pectiniforme*. Встречен *Adnatosphaeridium multispinosum*. Появляются ранее не отмеченные *Cleistosphaeridium* sp., *Dapsilidinium simplex*, *Hystrichosphaeridium* sp., *Pentadinium goniferum*. В единичных экземплярах отмечены также *Batiacasphaera* sp., *Bitectatodinium* sp., *Apteodinium* sp., *Chytroisphaeridia* sp., *Homotryblium tenuispinosum*, *H. aculeatum*, *Horologinella* sp., *Melitasphaeridium asterium*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Systematophora placacantha*, *Thalassiphora pelagica*, *Tectatodinium* sp. Из прازیнофитов и акритарх определены *Micrhystridium* sp. и *Ptanospermella* sp.

В спорово-пыльцевом комплексе доминирует пыльца хвойных (более 75% при соотношении *Taxodiaceae*/*Pinaceae* 3.5 : 1). По сравнению с планорбелловыми слоями возрастает роль буковых, особенно пыльцы вечнозеленых дубов и каштанопсиса. Более разнообразным становится спектр и других теплолюбивых таксонов – *Corylopsis* sp., *Hamamelis* sp., *Plex* sp., *Sapotaceae* sp., *Aralia* sp., *Engelhardtia* и др.

Пачка III характеризуется более обедненным составом фитопланктона, однако эндемичные

таксоны, свойственные остракодовым слоям, появляются в верхах подстилающей их пачки.

По сравнению с другими таксонами, в комплексе более заметно участие *Deflandrea* sp., *Hystriosphera* sp., *Phthanoperidinium* spp. (особенно *P. amoenum*), *Lejeunecysta hyalina*, *Operculodinium* spp. Единично встречены *Achomosphaera* sp., *Areosphaeridium arcuatum*, *A. pectiniforme*, *Apteodinium* sp., *Batiacasphaera* spp. (в том числе *B. baculata*), *Cleistosphaeridium* sp., *Cordosphaeridium* spp. (включая *C. gracile*), *Chytroeisphaeridia* sp., *Cribroperidinium tenuitabulatum*, *Deflandrea phosphoritica*, *Dapsilodinium pastielsii*, *Kallosphaeridium* sp., *Lingulodinium* sp., *Melitasphaeridium asterium*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Selenopemphix nephroides*, *Systematophora* sp., *Tectatodinium* sp., *Wetzeliella symmetrica*. Непосредственно ниже контакта с остракодовыми слоями появляются *Wetzeliella gochti*, *Membranophoridium aspinatum*, *Gerdicysta* sp., *Horologinella* sp., *Homotryblum* spp. (в том числе *H. floripes*), несколько тонкостенных морфотипов *Hystriocholpoma* spp., доминирующих в остракодовых мергелях в разрезах по рекам Белая и Кубань.

В спорово-пыльцевом комплексе пачки сохраняется заметное преобладание пыльцы хвойных с соотношением таксоидеиных и сосновых 9 : 1, при примерно равном содержании пыльцы буковых и ореховых. Уменьшается содержание пыльцы березовых. Единично встречаются *Comptonia* sp., *Rhus* sp., *Nyssa* sp., *Fraxinus* sp. и др.

Остракодовые слои. В этих слоях происходит заметное перераспределение таксонов с появлением новых форм, связанных с опреснением бассейна. Это относится прежде всего к представителям родов *Hystriocholpoma* и *Batiacasphaera* (Ахметьев, Запорожец, 1996). В сумме они составляют не менее 85–90% от общего состава комплекса фитопланктона. Среди гистрихокольпом, наряду с обычными *H. rigaudiae* и *H. salacium*, встречены тонкостенные мелкие формы, дающие не менее 7–8 самостоятельных морфотипов. *Batiacasphaera* представлена тремя основными видами, обычными для олигоцена – *B. sphaerica* (доминирует), *B. baculata* и *B. micropapillata*. Среди постоянно встречающихся таксонов в остракодовых слоях обычны *Spiniferites* spp. (в том числе *S. elongatus* и *S. cf. mirabilis*, которые, в отличие от других видов этого рода, впервые появляются в разрезе солоноватоводных фаций, а не открытого моря), *Horologinella* sp., *Gerdicysta* sp., cf. *Leberidocysta* sp., *Stoverocysta* sp., *Pterodinium* spp. (в том числе *P. cingulatum* subsp. *reticulatum*), *Impagidinium* sp., *Tectatodinium* sp., *Cleistosphaeridium* sp., *Oligosphaeridium* sp., *Corrudinium incompositum*, *Paralecaniella indentata*, *Distatodinium* sp., cf. *Caligodinium* sp., *Areosphaeridium pectiniforme*, *Kallosphaeridium* sp., *Phthanoperidinium amoenum*, *Wetzeliella gochti*, цисты группы *Glaphrocysta* – *Cyclonephelium* – *Ad-*

natosphaeridium. На этом уровне впервые фиксируется *Chiropteridium partispinatum*.

В отличие от разреза р. Белой в Предкавказье, в краевой части соленовского моря – на Восточно-Европейской платформе (северное окончание Ергеней), а также на Туранской плите очень большую роль в составе фитопланктона остракодовых слоев играют *Micrhystridium* sp. и зеленые водоросли. Это связано с большим распреснением периферической части бассейна из-за сброса пресных вод с соседней суши.

Аномальный состав фитопланктонного комплекса позволяет выделять остракодовые слои в качестве самостоятельных с доминированием *Batiacasphaera* – *Hystriocholpoma* в составе зоны *Wetzeliella gochti*.

В остракодовых мергелях происходит перестройка в спектре хвойных. Сосновые, главным образом, *Pinus* spp., начинают незначительно преобладать над таксоидеиными. Среди сережкоцветных сохраняется ведущая роль ореховых (*Carya* sp., *Juglans* sp., *Engelhardtia* sp.) и буковых, в том числе вечнозеленых дубов группы *Quercus gracilis* – *Q. graciliformis*. В спектре березовых, как и в пшекской свите, доминирует *Carpinus* spp. В единичных экземплярах присутствует пыльца *Rhus* sp., *Acer* sp., *Myrica* sp., *Olea* sp. и др. Отмечена пыльца *Boehlensipollis hohli* – характерного таксона западноевропейского олигоцена.

Нижняя подсвита свиты Морозкиной балки. Органикостенный фитопланктон в количестве от 25 до 35 таксонов составляет до 30% от общего количества палиноморф в основании подсвиты, снижаясь до 7.5% в ее средней части и до 13.5 – в ее кровле. В разностях с наиболее высоким содержанием C_{org} (до 10%) доминируют виды *Batiacasphaera* spp. (до 50–70%), в том числе *B. hirsuta*, *B. micropapillata* и *B. baculata*, а также *Hystriocholpoma* spp., включая ее тонкостенные “угнетенные” формы (до 10%), указывающие на то, что при смене карбонатной седиментации на глинисто-кремнистую бассейн оставался солоноватоводным. По присутствию зонального вида во всех изученных пробах подсвита отнесена к зоне *Wetzeliella gochti*. Из других таксонов, обнаруженных в количестве от 1 до 5 экземпляров на стекле присутствуют: *Achomosphaera* sp. (25п, 29), *Apteodinium* spp. (в том числе *A. emslandensis* (25п, 29), *Areosphaeridium pectiniforme* (27), ? *Bitectatodinium* sp. (25п), *Cordosphaeridium* spp. (28п, 29), включая *C. exilimurum*, *Cerebrocysta* sp. (28п), ? *Chiropteridium* sp. (28п), *Cleistosphaeridium ?insolitum* (25п), *Cribroperidinium cf. guiseppe* (25п), *Dapsilodinium* sp. (28п), *Distatodinium ellipticum* (28п), *Deflandrea spinulosa* (25п), *Deflandrea* sp. (29), *Chytroeisphaeridia* sp. (28п, 29), cf. *Glaphrocysta inculta* (25п, 28п), *Horologinella* sp. (27, 29, 25п), *Hystriosphera* sp. (27, до 7%), *Homotryblum* sp. (27),

Impagidinium spp. (27, 29, 28п), *Kallosphaeridium* sp. (25п, 27), *Lejeunecysta hyalina* (25п, 28п), *Membranophoridium* sp. (25п, 28п), *Operculodinium* sp. (25п, 28п), *Paralecaniella indentata* (27п), *Pentadinium* spp. (в том числе *P. laticinctum*) (28п), *Prolixosphaeridium* sp. (28п), *Rhombodinium draco* (25п), *Phelodinium* sp. (25п), *Spiniferites* spp. (25п, 27, 28п), *Tectatodinium* sp. (25п, 29), *Wetzeliella* sp. (25п, 27, 28п).

В пробе 126 из верхней части нижней подсвиты определено аномальное (до 50% спектра фитопланктона) содержание цист *Chiropteridium* spp. (в том числе *Ch. partispinatum* и *Ch. mespilanum*), что более характерно для перекрывающей верхней подсвиты, а также *Wetzeliella* spp. (более 15%), включая *W. symmetrica* и *W. gochtii*. В то же время с комплексом подстилающих остракодовых слоев спектр этой пробы объединяет присутствие цист *Batiacasphaera sphaerica* и *B. baculata*, а также тонкостенных *Hystriochokolpoma* spp. Таксономический состав цист, встреченных в единичных экземплярах, обычен для подсвиты: *Rhombodinium draco*, *Cordosphaeridium* sp., включая *C. exilimum*, *Operculodinium* sp., *Selenopemphix* spp., в том числе *S. nephroides*, *Distatodinium* sp., *Impagidinium* sp., *Dapsilidinium colligerum*, *Pentadinium* sp., *Chytroisphaeridia* sp., *Hystriochosphaeropsis* sp., *Spiniferites* sp., *Arteodinium* sp., *Heteraulacacysta* sp., *Paucilobimorpha triradiata*, а также *Crassosphaera* sp.

Комплекс фитопланктона нижней подсвиты свиты Морозкиной балки не оставался постоянным по разрезу. Он менялся в зависимости от изменений гидрологического режима бассейна, в первую очередь солёности, при опреснении насыщаясь типичными компонентами остракодовых слоев – тонкостенными *Hystriochokolpoma* spp., *Batiacasphaera* spp., *Horologinella* sp., *Gerdicysta* sp. и др. При восстановлении солёности они исчезали параллельно с общим ростом таксономического разнообразия.

Соотношение основных компонентов в палиноспектрах нижней подсвиты то же, что и в остракодовых слоях. В спектре цветковых пыльца буковых составляет около 30%, ей уступает пыльца березовых, представленная в основном *Carpinus* sp., а также *Alnus* sp. В спектре ореховых доминирует пыльца *Engelhardtia* sp. Относительно теплая климатическая фаза, приходящаяся на время накопления остракодовых слоев, подчеркивается присутствием, кроме пыльцы вечнозеленых дубов, *Castanopsis* sp., *Corylopsis* sp., *Hamamelis* sp., *Rhus* sp., *Nyssa* sp., *Moraceae*, *Ilex* sp., *Araliaceae* и др. В средней и верхней частях разреза меняются доминанты в спектре хвойных. Преобладает пыльца *Taxodiaceae* (ее соотношение с *Pinaceae* – 7–9 : 1). Среди сережкоцветных основную роль начинает играть пыльца березовых, где сохраняется ведущая роль *Carpinus* sp., из ореховых – *Engelhardtia* sp. и *Juglans* sp. По-прежнему остается разнообразной

пыльца термофильных цветковых. В пробе 28п много гаммелиевых (до 10%), *Rhus* sp. и *Myricaceae* (до 8%). В единичных экземплярах присутствует пыльца *Nyssa* sp., *Ilex* sp., *Cornus* sp., *Sterculia* sp., *Araliaceae*, *Magnolia* sp. Пыльца теплоумеренных цветковых представлена *Ulmaceae* (4%), *Platanus* sp., *Tiliaceae*. Спор мало.

Верхняя подсвита свиты Морозкиной балки. Комплекс фитопланктона насчитывает от 30 до 50 таксонов. *Hystriochokolpoma* и *Batiacasphaera*, игравшие основную роль в подстилающих отложениях, здесь встречаются в единичных экземплярах, а тонкостенные формы – только в базальной части толщи. Высока роль акритарх и зеленых водорослей, особенно *Leiosphaeridia* spp., более заметно участие *Arteodinium emslandense*, *Lejeunecysta hyalina*, *L. paratenella*, *Homotryblum tenuispinosum*. Присутствие в разрезе видов *Lejeunecysta* spp., характерных для хаттских отложений (Запорожец, 1998), в сочетании с *Rhombodinium draco* и видами *Chiropteridium* spp. дают основание к отнесению всей верхней подсвиты к позднему олигоцену. Это утверждение находится в противоречии с заключением Я. Крховского (Krhovski et al., 1995) о принадлежности нижней части подсвиты к зоне NP23, а ее средней части – к зоне NP24. В верхней подсвите свиты Морозкиной балки впервые встречены *Lingulodinium machaerophorum* и *Turbiosphaera* sp. Из таксонов, установленных в единичных экземплярах, присутствуют *Selenopemphix nephroides*, *Dapsilidinium simplex*, *Spiniferites pseudofurcatus*, *S. ramosus*, *Horologinella* sp., *Tectatodinium* sp., *Cordosphaeridium* sp., *Pentadinium* sp. Акритархи и зеленые водоросли представлены родами *Tetraporina* sp., *Michrystidium* sp., ?*Variachium* sp., *Crassosphaera* sp.

Состав микрофитопланктона верхней части подсвиты несколько меняется. Что касается ведущих компонентов, то в комплексе по-прежнему доминирующее положение занимают *Wetzeliella* spp. (в том числе *W. gochtii*, *W. symmetrica*, *W. articulata*) и *Deflandrea* spp. (*D. spinulosa* (крупные цисты), *D. andromensis*, *D. heterophlycta*, *D. phosphoritica* f. *lata*), а также *Chiropteridium* spp., *Cleistosphaeridium* sp., *Palaeocystodinium golzowense* и *Lingulodinium* sp. В сумме они составляют не менее 70–75% комплекса фитопланктона. Присутствует *Rhombodinium draco*. Таксонов, представленных единичными экземплярами, более 20: *Arteodinium* spp. (в том числе *A. emslandense* и *A. maculatum*), *Batiacasphaera hirsuta*, *Cribroperidinium* sp., *Cometodinium* sp., *Achomosphaera* sp., *Cordosphaeridium* sp., *Cerebrocysta* sp., *Hystriochokolpoma* spp. и *Heteraulacacysta* spp. (несколько видов), *Lingulodinium* sp., *Lejeunecysta globosa* и *L. hyalina*, *Dapsilidinium* sp., *Horologinella* sp., *Hystriochosphaeropsis* sp., *Phelodinium* sp., *Selenopemphix nephroides*, *Operculodinium microtrianum*, *Pentadinium laticinctum* sp., *Spiniferites* spp., *Thalassiphora pelagica*, *Phthanoperidinium*

comatum и др. Из зеленых водорослей ведущая роль принадлежит *Ptanospermella* sp. и *Cymatiosphaera* sp. Эта часть разреза отнесена к нижней половине хатта, так как сохраняется вид *Rhombodinium draco* и, по крайней мере, три вида *Wetzeliella*. Обращает внимание заметно возросшая роль *Limnolodinium machaerophorum*, *Selenopemphix nephroides*, *Cleistosphaeridium* sp.

В спорово-пыльцевом комплексе верхней подсвиты доминирует пыльца хвойных (более 70%), особенно таксоидных. Из покрытосеменных в нижней части разреза преобладает пыльца березовых, в верхней, где пыльники цветковых становится больше – буковых, термофильных широколиственных, ильмовых и анакардиевых при ведущей роли пыльники граба, жестколистных дубов и сумаха. Пыльца теплолюбивых родов растений представлена *Nyssa* sp., *Hamamelis* sp., *Corylopsis* sp., *Liquidambar* sp., *Moraceae*, *Ilex* sp., *Aralia* sp., *Castanopsis* sp. Еще встречается характерный таксон раннего олигоцена Западной Европы – *Boehlenispollis hohli*.

Основная часть верхней подсвиты свиты Морозкиной балки имеет хаттский возраст, но базальные слои еще, вероятно, рупельский, хотя *Chiropteridium* в массовом количестве появляется в верхних слоях нижней подсвиты (проба 126).

Баталпашинская свита. Комплекс фитопланктона свиты насчитывает до 40 таксонов и становится заметно беднее к ее кровле. В нижней половине разреза свиты его состав принципиально не отличается от комплекса верхней подсвиты свиты Морозкиной балки, за исключением некоторого усиления роли *Deflandrea spinulosa* и большего разнообразия *Phthanoperidinium*. Эта часть разреза имеет еще раннехаттский возраст и относится вместе с предшествующим комплексом к единой подзоне *Chiropteridium partispinatum* – *Rhombodinium draco*. В верхней части разреза свиты комплекс фитопланктона меняется. Исчезают *Wetzeliella*, *Rhombodinium draco* и некоторые другие таксоны. Ведущую роль в нем занимает *Deflandrea spinulosa* совместно с *Chytroeisphaeridia* sp. и *Selenopemphix nephroides*. В единичных экземплярах встречаются *Cyclopsiella vieta*, *Heteraulacacysta campanula*, *Gerlachodinium aechmophorum*, *Hystriochokolpoma salacia*, *Homotryblium tenuispinosum*, *Pentadinium laticinctum*, *Apteodinium emslandense*, *Membranophoridium aspinatum*, *Melitasphaeridium asterium*, а также *Spiniferites* spp., *Cleistosphaeridium* sp., *Operculodinium* sp. Эта часть разреза относится уже к верхней подзоне верхнего олигоцена – *Chiropteridium partispinatum* – *Deflandrea spinulosa*.

Состав спорово-пыльцевого комплекса нижней и средней частей свиты, также как и фитопланктона, мало меняется по разрезу. Лишь несколько увеличивается содержание пыльники хвойных и сумаха, становится разнообразнее

спектр спор и заметнее роль березовых, что может быть связано с начавшимся похолоданием.

Септариевая свита. Ее комплекс насчитывает до 30 таксонов. Большинство из них переходят из подстилающей баталпашинской свиты, хотя при этом происходит их некоторое перераспределение. В интервале, занимающем по объему не менее 2/3 свиты от ее основания, доминирует *Deflandrea spinulosa*. Этот вид, как и большинством специалистов, понимается в широком смысле, когда в него включаются как крупные, более толсто-стенные формы, близкие типовому экземпляру, так и мелкие, тонкостенные, округлые формы. Последние более характерны для переходных слоев от олигоцена к миоцену. Их исчезновение по существу совпадает с вымиранием самого рода. Для септариевой свиты характерны именно мелкие тонкостенные формы. Продолжают еще встречаться *Chiropteridium* spp., обычны *Homotryblium tenuispinosum*. Присутствуют *Operculodinium* spp., *Spiniferites* spp., *Thalassiphora* sp., *Apteodinium* sp., *Cleistosphaeridium* sp., *Cordosphaeridium* sp., иногда мелкие *Hystriochokolpoma* spp.

В верхней трети разреза роль *Deflandrea spinulosa* падает, появляется *Labyrinthodinium truncatum* – характерный таксон европейского миоцена, а также *Bitectatodinium*. Почти всегда присутствуют *Selenopemphix* spp., *Operculodinium* spp., *Cleistosphaeridium* sp. Зеленые водоросли и акритархи представлены многочисленными *Leiosphaeridia* spp. и *Cymatiosphaera* sp., что связано с частичным опреснением или возникновением аноксической обстановки. Большая часть разреза свиты имеет еще олигоценый возраст. Верхняя ее часть, где появляется *Labyrinthodinium* и падает содержание *Deflandrea spinulosa*, принадлежит уже нижнему миоцену. Это близко согласуется с данными по наннопланктону Я. Крховского (Křhovsky et al., 1995), который нижнюю часть септариевой свиты еще относит к зоне NP25 позднего олигоцена, а верхнюю рассматривает как переход от зоны NP25 к зоне NN1.

Спорово-пыльцевой комплекс септариевой свиты богат и насчитывает до 70–80 таксонов. Доминирует пыльца хвойных, однако значительно сокращается разрыв между содержанием таксоидных и сосновых, хотя таксоидные обычно все же преобладают. Из пыльники цветковых наибольшую роль играют ореховые, березовые, восковниковые и ильмовые. Ближе к кровле толщи заметно возрастает содержание пыльники *Engelhardtia* sp., *Comptonia* sp., *Quercus* spp. (по-видимому, листопадные виды), а также *Betula* spp. и *Rhus* sp. Отметим, что высокое содержание пыльники энгельгартии характерно для нижнего миоцена Крымско-Кавказской области и соседних западных регионов Европы (Planderova, 1990).

Несмотря на то что пока границу олигоцена и миоцена в разрезе р. Белой не удалось установить точно, можно говорить со всей определенностью, что она лежит в интервале разреза между кровлей пачки песков и подошвой караджалгинской свиты, ближе к последней. Таким образом, по нашим данным, большая часть септариевой свиты имеет олигоценовый возраст.

Караджалгинская свита. В комплексе фитопланктона свиты еще сохраняется *Deflandrea spinulosa*, однако ее количество невелико. Геологическая история рода *Deflandrea* заканчивается в аквитане (Proposal..., 1994), поэтому факт присутствия вида этого рода указывает, что это добурдигальские отложения.

Как и в верхах септариевой свиты, в комплексе фитопланктона караджалгинской свиты много *Leiosphaeridia* spp., обычны *Spiniferites* spp., а также *Lingulodinium* sp., *Systematophora* sp., *Hystrichokolpoma salacium*, *Pentadinium* sp., *Apteodinium* sp., *Cleistosphaeridium* sp., *Dapsilidinium* sp., *Homotryblium oceanicum*, *Lejeunecysta* cf. *globosa*, *Thalassiphora pelagica*, *Selenopemphix nephroides*, *Achomosphaera* sp., *Distatodinium* sp., *Fromea* sp., *Labyrinthodinium truncatum*.

В спорово-пыльцевом комплексе пыльца таксоидных несколько превалирует над сосновыми. Широкий видовой спектр буковых и березовых (особенно березы, дуба и граба). Разнообразны роды сем. ореховых: это – орех, пекан, платикария, энгельгартия. Довольно много пыльцы ильмовых, комптонии и гаммелиевых. Из теплолюбивых форм отметим *Corylopsis* sp., *Fothergilla* sp., *Ilex* sp., *Moraceae* и др.

Ольгинская свита. Фитопланктонный и спорово-пыльцевой комплексы свиты бедны. В первом, как обычно в нижнемиоценовых отложениях, доминируют *Spiniferites* spp., которым несколько уступают *Apteodinium maculatum*, *Selenopemphix nephroides*, *Lejeunecysta paratenella* и *L. globosa*. Встречены также *Dapsilidinium simplex*, *Lingulodinium* sp., *Operculodinium* sp., *Puxidiella scabrosa*, *Hystrichokolpoma rigaudiae*, *Samlandia* sp., *Hystrichosphaeropsis* sp. Акритарии представлены *Paucilobimorpha* sp. Среди переотложенных форм виды *Chiropteridium* sp., *Deflandrea* sp., *Thalassiphora* sp.

В составе спорово-пыльцевого комплекса *Pinus* spp., *Picea* sp., *Taxodiaceae*, *Sciadopitys* sp., *Podocarpus* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp., *Quercus* spp. (в том числе *Quercus graciliformis*-type), *Engelhardtia* sp., *Carya* sp., *Platanus* sp., *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ulmus* sp., *Nyssa* sp., *Rhus* sp., *Moraceae*. В единичных экземплярах встречены полиподиевые и схизейные папоротники.

Тарханский региоарус. В глинах тархана, непосредственно залегающих с размывом на отложениях майкопской серии, много переотложенных форм (*Wetzeliella gochtii*, *Charlesdownia clath-*

rata, *Chiropteridium* spp., *Deflandrea granulosa*, *Thalassiphora* spp., *Samlandia chlamydophora* и др.). Однако основная масса таксонов встречена *in situ*. Их разнообразие велико (более 60 таксонов). Доминируют *Spiniferites* spp., *Operculodinium* spp. (до 50% комплекса), а также *Impagidinium* sp. Эта часть спектра включает *S. ramosus*, *S. bentorii*, *S. cf. mirabilis*, *O. israelianum*, *O. centrocarpum* (массовое количество), *O. tiare*, *Operculodinium* sp.I (Manum, Boutler, 1989). Встречены также *Batiacasphaera hirsuta*, *B. sphaerica*, *Achomosphaera* sp., *Melitasphaeridium asterium*, *Dapsilidinium* sp., *Concentricysta* sp., *Tectatodinium psilatum*, *T. pellitum*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Tuberculodinium vancampoeae*, *Sumatrodinium* sp., *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Riculacysta* sp., *Cribopteridium* sp., *Distatodinium paradoxum*, *Invertocysta* sp., *Systematophora placacantha* (и другие виды этого рода), *Cordosphaeridium inodes*, *Lejeunecysta oliva*, *L. sabrina*, *L. paratenella*, *Trinovantedinium* sp., *Caligodinium pycnum*, *Caligodinium* sp., *Rhombodinium* sp., *Apteodinium piasecki*, *Pentadinium goniferum*, *Selenopemphix nephroides*, *Homotryblium tenuispinosum*, *Hystrichokolpoma* sp., cf. *Oligosphaeridium* sp.

В спорово-пыльцевом комплексе доминирует сем. *Taxodiaceae*. В спектре покрытосеменных преобладает *Juglandaceae* (*Carya* sp., *Juglans* sp., *Engelhardtia* sp., *Pterocarya* sp., *Platycarya* sp.). Единично встречены *Comptonia* sp., *Aesculus* sp., *Ulmus* sp., *Ericaceae*, *Moraceae*, *Hamamelidaceae*, *Fothergilla* sp. (cf. *F. gracile*), *Ilex* sp., *Rhus* sp., *Tilia* sp., споры *Gleichenia* sp. и *Lygodium* sp. Присутствуют характерный миоценовый вид – *Momytes punctatus* Nagy, а также травянистые и кустарниковые *Comptonia* и *Chenopodiaceae*. Как и в комплексе фитопланктона, довольно заметно участие переотложенной пыльцы. Это свидетельствует о вероятном размыве верхних горизонтов майкопской серии в период, предшествующий накоплению тарханских отложений.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА ПО ДИНОЦИСТАМ

На основании изучения разреза палеогена и нижнего миоцена по р. Белой предлагается следующий вариант региональной зональной шкалы по органикостенному фитопланктону (рис. 2). Распределение по разрезу важнейших таксонов дано в табл. 1, некоторые из них изображены на фото-таблицах I и II.

Для второй половины среднего эоцена (бартон) выделяются две зоны – *Areosphaeridium diktyoplokus* и *Rhombodinium perforatum*. Для нижней из зон характерны *Cerodinium diebelii*, *Cordosphaeridium exilimurum*, *Diphyes colligerum*, *Lejeunecysta globosa*, *Manumiella* sp., *Wetzeliella echinulata*. Зона *Rhombodinium perforatum* отличается заметным преобладанием *Areosphaeridium arcuatum*

Таблица I

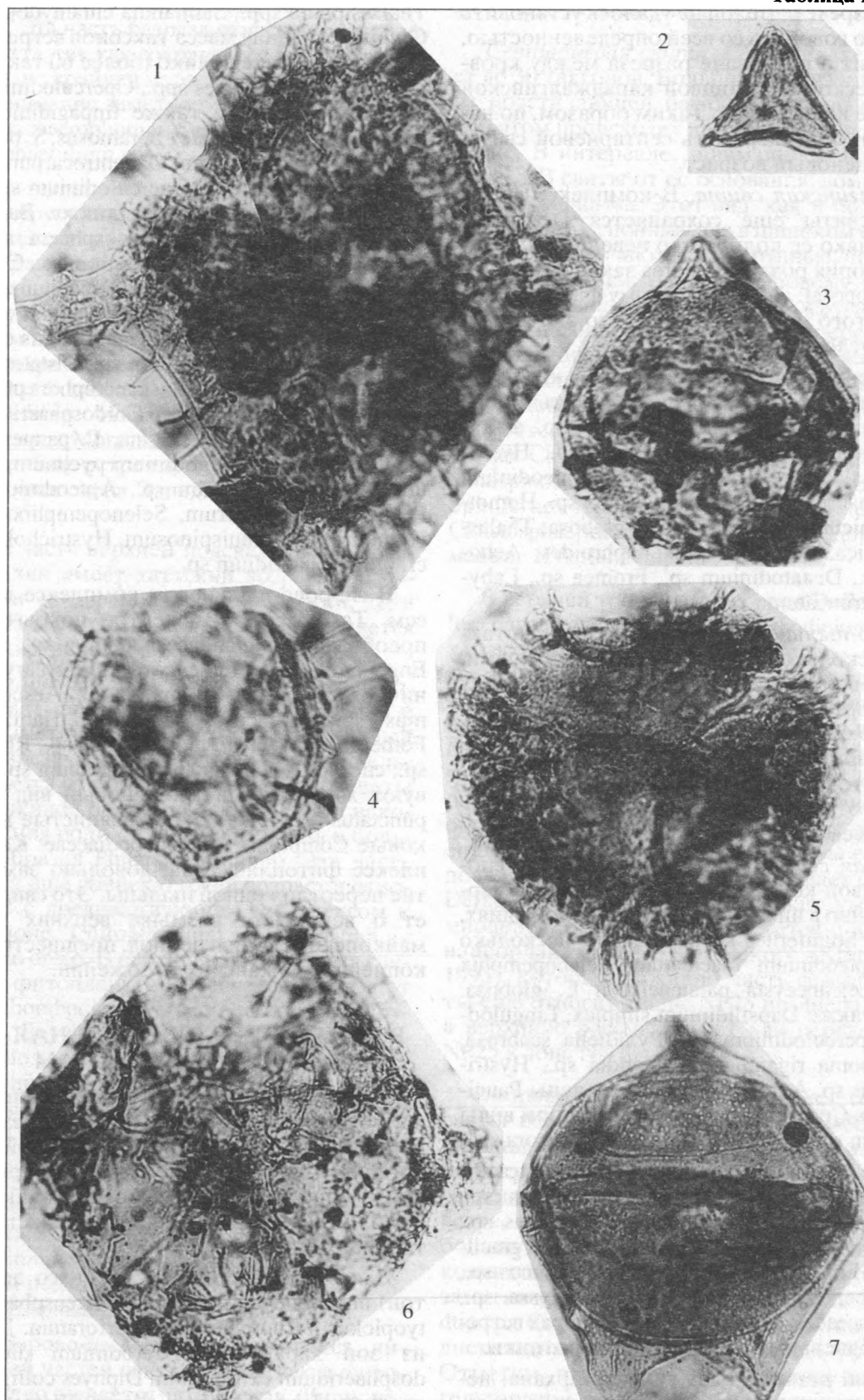


Таблица 1. Диноцисты олигоцена и нижнего миоцена майкопской серии разреза по р. Белой (Западное Предкавказье).
 1 – *Wetzeliiella symmetrica* Weiler, 1956, обр. 25, остракодовые слои; 2 – *Boehlensipollis hohli* W. Kr., 1959, обр. 24, остракодовые слои; 3 – *Deflandrea spinulosa* Alberti, 1959, обр. 19, септариевая свита; 4 – *Chiropteridium mespilum* (Maier, 1959) Lentin et Williams, 1973, обр. 126, свита Морозкиной балки; 5 – *Chiropteridium partispinatum* (Gerlach, 1961) Brosius, 1963, обр. 126, свита Морозкиной балки; 6 – *Wetzeliiella gochtii* Costa et Downie, 1976, обр. 36, свита Морозкиной балки; 7 – *Deflandrea spinulosa* Alberti, 1959, обр. 19, септариевая свита.

над *A. diktyoplopus*, присутствием ряда других видов рода *Rhombodinium* (*R. draco*, *R. rhomboideum*), а также *Microdinium reticulatum*, *Melitasphaeridium asterium*, *Heteraulacacysta leptalea*.

Зона *Charlesdowniea clathrata angulosa* верхнего эоцена, к которой относится белоглинская свита, хорошо сопоставляется с зоной D12 диноцистовой шкалы Западной Европы (Costa, Manum, 1988; Köthe, 1990). Ее характерными таксонами являются *Achomosphaera sagena*, *Cannosphaeropsis* sp., *Cordosphaeridium funiculatum*, *Rottnestia borussica*, *Fibrocysta* sp., *Turbiosphaera* sp., *Wilsonidium* sp., *Tythyodiscus beloglinensis*. Границу эоцена и олигоцена не переходят *A. diktyoplopus*, *Rottnestia borussica*, *Tythyodiscus beloglinensis* и др. Слои с *Microdinium reticulatum*, выделяемые в разрезах некоторых смежных с Предкавказьем регионов, например в Северных Ергенях в основании белоглинской свиты (Запорожец, 1998), в разрезе по р. Белой приурочены к переходной пачке между кумской и белоглинской свитами.

Нижний олигоцен подразделяется на три зоны: *Phthanoperidinium amoenum*, *Wetzeliiella symmetrica* и *Wetzeliiella gochtii*.

К зоне *Phthanoperidinium amoenum* относится базальная пачка пшехской свиты (I) так называемые “планорбелловые” слои. Эта зона хорошо сопоставляется с зоной D13 Западной Европы. Ее характерными таксонами являются *Homotryblum floripes*, *Deflandrea phosphorifica*, *Gonyaulacysta* sp., *Lejeunecysta hyalina*, *Cribroperidinium tenuitubulatum*.

Зона *Wetzeliiella symmetrica* включает пачку II и большую часть пачки III пшехской свиты. Нижняя граница ее проводится по появлению зонального вида. В шкале Западной Европы этой зоне соответствует подзона D14a, которая характеризует первую половину рюпеля без его базальной части. В зональный комплекс входят виды *Lejeunecysta* и *Selenopemphix*, включая *S. nephroides* и *S. coronata*, а также *Phthanoperidinium* (*P. comatum*, *P. amoenum*, *P. echinatum*), *Areosphaeridium pectiniforme*, *Adnatosphaeridium multispinosum*, *Cleistosphaeridium*, *Dapsilidium simplex*, *Systematophora placantha*. На уровне этой зоны исчезает *Areosphaeridium arcuatum*.

К зоне *Wetzeliiella gochtii* в разрезе р. Белой относится верхняя часть III пачки пшехской свиты, а также нижняя подсвита свиты Морозкиной балки. В разрезах рюпельского яруса Западной Европы ей отвечает подзона D14b. Ее соотношение с зона-

ми по наннопланктону таково. В зону *W. gochtii* входит самая верхняя часть зоны NP22, и почти в полном объеме зона NP23, кроме ее терминальной части. Нижняя граница зоны *W. gochtii* проводится по появлению зонального вида. Состав комплекса зоны изменяется в широких пределах, учитывая частые колебания гидрологических характеристик бассейна (солёности, температуры, степени кислородного насыщения). В осадках, формировавшихся в условиях солёности, близкой к нормальной, основной фон комплекса составляют виды *Deflandrea*, в том числе *D. spinulosa* (typicus), *Cleistosphaeridium ?insoluitum*, *Cordosphaeridium exilimurum*, *Cribroperidium* cf. *guissipei*, *Distatodinium ellipticum*, *Glaphyrocysta inculta*, *Membranophoridium* sp. и др.

Остракодовые мергели в составе зоны *W. gochtii* обособляются в самостоятельное внутризональное подразделение – слои с *Baticasphaera-Hystrichokolpoma*, включающие широкий спектр видов этих родов (*B. hirsuta*, *B. baculata*, *B. micropapillata*), а также *Hystrichokolpoma* spp. (7 тонкостенных мелких морфотипов, принадлежащих, по-видимому, короткоживущим эндемичным видам). Кроме этих таксонов здесь обычны *Gerdio-cysta* sp., *Paralecaniella indentata*, *Horologinella* sp., *Spiniferites elongatus*, *S. mirabilis*, cf. *Leberidocysta* sp., *Stoverocysta*, а также цисты группы *Glaphyrocysta* – *Cyclonephelium-Adnatosphaeridium*, которые в еще большей степени характерны для остракодовых слоев Кубанского разреза. В осадках полносолёных бассейнов Северной Атлантики и Тетиса эти слои не выделяются.

К верхнему олигоцену относится зона *Chiropteridium partispinatum* s.l., соответствующая по объёму зоне D15 шкалы Западной Европы по диноцистам. Зона подразделяется на две подзоны. К подзоне *Chiropteridium partispinatum-Rhombodinium draco* относится верхняя подсвита свиты Морозкиной балки и большая часть баталпашинской свиты. Эта подзона соответствует терминальной части наннопланктонной зоны NP23 и зоне NP24. Подзоне *Ch. partispinatum-Deflandrea spinulosa* (non typicus) принадлежат верхние слои баталпашинской свиты, а также нижняя, средняя и, частично, верхняя пачки септариевой свиты. Эта подзона близко соответствует объёму зоны NP25 по наннопланктону.

Нижняя подзона, кроме зонального вида и *Rh. draco*, а также видов *Lejeunecysta* и *Deflandrea*, характеризуется появлением *Lingulodinium*

Таблица II

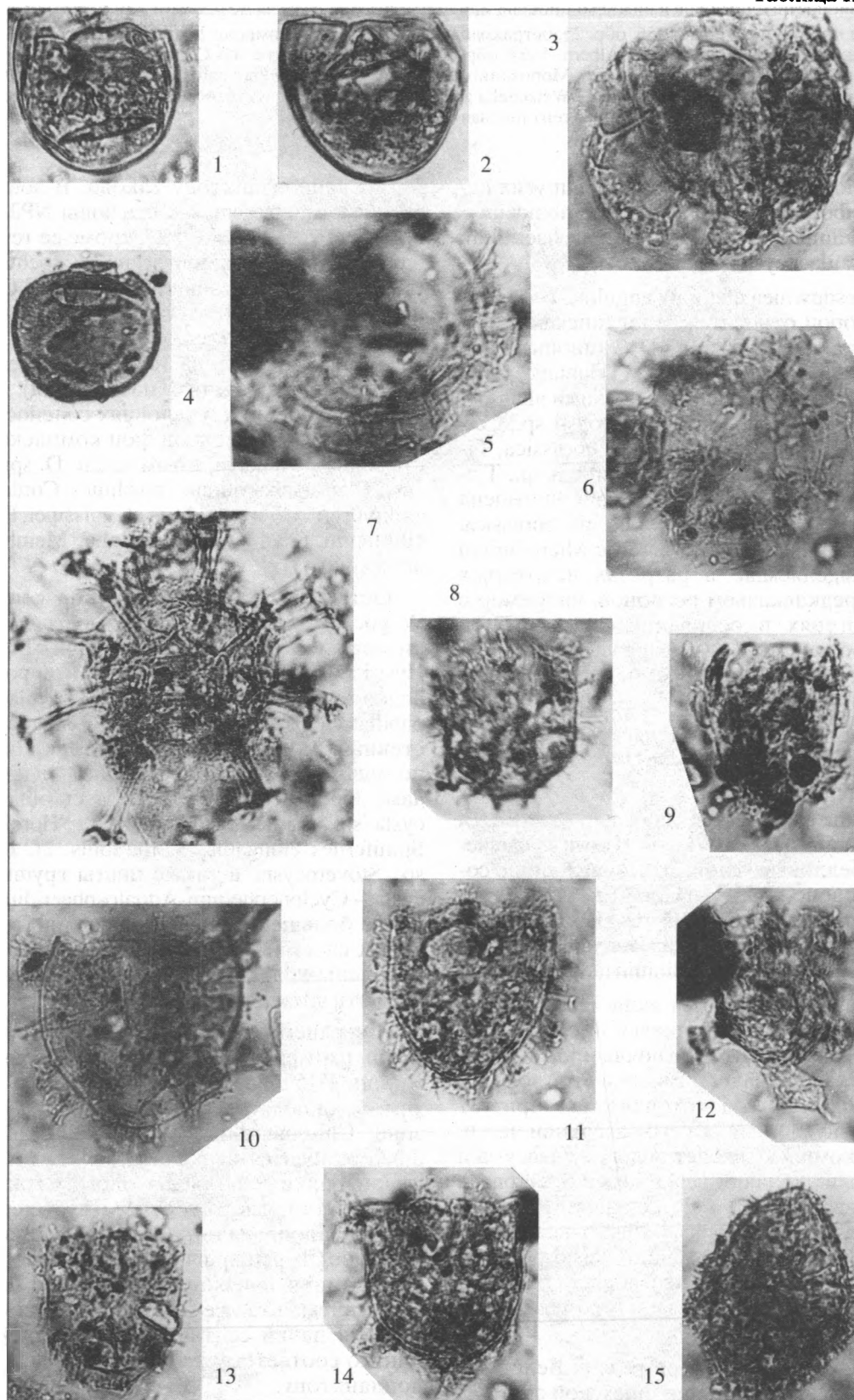


Таблица II. Диноцисты олигоцена и нижнего миоцена майкопской серии разреза по р. Белой (Западное Предкавказье). 1, 2 – *Batiacasphaera sphaerica* Stover, 1977, обр. 25, остракодовые слои; 3 – *Glaphyrocysta exuberans* (Deflandre et Cookson) Stover et Evitt, 1978, обр. 25, остракодовые слои; 4 – *Batiacasphaera micropapillita* Stover, 1977, обр. 36, свита Морозкиной балки; 5, 6 – *Labyrinthodinium truncatum* Piasecki, 1980; 5 – обр. 33, септариевая свита, обр. 568, караджалгинская свита; 7 – *Homotryblium tenuispinosum* Deavey et Williams, 1966, обр. 15, свита Морозкиной балки; 8–14 – *Hystriochokolpoma* spp., обр. 25, различные тонкостенные морфотипы, остракодовые слои; 15 – *Operculodinium* sp., обр. 25, остракодовые слои. Все фигуры даны с увеличением $\times 600$. Препараты хранятся в лаборатории палеофлористики ГИН РАН.

machaerophorum, участием *Apteodinium emslandense*, *A. maculatum*, *Operculodinium microtrianum*, *Pentadinium laticinctum*, *Thalassiphora pelagica*, *Phthanoperidinium comatum*, *Selenopemphix nephroides*. До границы с верхней подзоной сохраняются по крайней мере еще три вида рода *Wetzeliella* (*gochtii*, *symmetrica* и *articulata*). В этой связи положение границы нижнего и верхнего олигоцена в разрезе р. Белой требует уточнения, так как зональный вид верхнеолигоценовой зоны – *Ch. partispinatum* единично появляется в разрезе еще на уровне остракодовых слоев, а *W. gochtii* продолжает встречаться даже в нижней части баталпашинской свиты. Пока же можно с большей вероятностью предположить, что эта граница проходит внутри нижнего 10-метрового интервала пачки I верхней подсвиты свиты Морозовской балки.

Ведущим таксоном верхней подзоны является *Deflandrea spinulosa* ее морфотип, представленный мелкими тонкостенными формами. Ему сопутствует *Homotryblium tenuispinosum*, *Selenopemphix nephroides*, *Chytroesphaeridia* sp., встречается *Ch. partispinatum*, а также *Cyclopsiella vieta*, *Heteraulacacysta campanula*, *Gerlachodinium aechmophorum*, *Operculodinium* sp., *Spiniferites* sp. и др.

Зона *Labyrinthodinium truncatum* нижнего миоцена, к которой отнесена терминальная часть септариевой свиты и караджалгинская свита, сопоставляется с зоной D16 диноцистовой шкалы Западной Европы, хотя в этом регионе индекс – вид в нижнемиоценовых отложениях встречен только в Дании. Роль *Deflandrea spinulosa* заметно падает. Появляется *Bitectatodinium*. Весьма характерны *Selenopemphix*, *Operculodinium* и *Cleistosphaeridium*. По наннопланктону зона *L. truncatum* хорошо коррелируется с зоной NN1. Нижняя же ее часть, где наряду с зональным видом еще присутствует *D. spinulosa*, Я. Крховским рассматривается как переходная между зонами NP25 и NN1 (Krhovsky et al., 1995).

Для тарханских отложений присуще большое разнообразие *Spiniferites*, *Operculodinium* и *Impagidinium*, в том числе и некоторых среднемиоценовых представителей этих родов, а также присутствие таксонов первой половины миоцена – *Tuberculodinium vancampoeae*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Hystriochosphaeropsis obscura* и др. В Средиземноморье такая картина характерна для пограничного интервала нижнего и среднего мио-

цена, однако характерные среднемиоценовые виды здесь еще отсутствуют.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. По результатам изучения органикостенного фитопланктона разреза палеогена и нижнего миоцена по р. Белой, с учетом данных, ранее полученных автором по другим районам Предкавказья (Запорожец, 1993), предложен вариант региональной зональной шкалы для этого региона по диноцистам (рис. 2). Он уточняет шкалу по этой группе для Крымско-Кавказской области, ранее разработанную А.С. Андреевой-Григорович (1991). Существенно дополнен состав зональных комплексов, а также более обоснован возраст местных стратиграфических подразделений. Выделенные зоны по диноцистам сопоставлены с зонами по наннопланктону, который изучался одновременно с автором из тех же проб Я. Крховским.

2. Установлено, что скопление палиноморф высших растений значительно выше в слоях, формировавшихся в условиях сероводородного заражения бассейна (мергели кумской свиты, нижняя подсвита свиты Морозкиной балки, баталпашинская и караджалгинская свиты).

3. Уменьшение содержания пыльцы хвойных в палинокомплексах белоглинской свиты свидетельствует как о теплом субтропическом климате большей части позднего эоцена, так и о довольно слабом расчленении низкого рельефа прилегающей суши. Заметное увеличение содержания сосновых в слоях с *Proeamussium fallax* связано с началом похолодания во второй половине позднего эоцена.

4. В олигоцене наибольшее потепление, судя по разнообразию пыльцы термофильных цветковых, приходится на вторую половину рупеля.

Автор приносит благодарность М.А. Ахметьеву, Ю.О. Гаврилову и Э.П. Радионовой (ГИН РАН), Я. Крховскому (Институт Геологии АН Чехии) и С.В. Попову (ПИН РАН) за помощь в отборе проб из разреза по р. Белой. Выражается также признательность Л.И. Фотьяновой (ПИН РАН) и И.А. Басову (ИЛСАН), внимательно прочитавшим статью и сделавшим ряд ценных замечаний по ее редакции и последовательности изложения материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 95-05-15052а и 96-05-65559).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева-Григорович А.С.* Распределение цист динофлагеллат в майкопской толще Северного Ставрополя // Палеонтологический сборник. Львовский ун-т. 1980. № 17. С. 74–79.
- Андреева-Григорович А.С.* Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты, наннопланктон) // Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН Украины, 1991. 47 с.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Вопросы микропалеонтологии. М.: ГЕОС. № 31. 1996. С. 55–69.
- Гроссгейм В.А.* Палеоген Северо-Западного Кавказа // Тр. Краснодар. фил. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та. 1960. Вып. 4. С. 3–190.
- Гроссгейм В.А., Гладкова А.Н.* Распределение пыльцы и спор по разрезу хадума и майкопа р. Белой // Докл. АН СССР. 1953. Нов. сер. Т. 92. № 6. С. 1206–1208.
- Запорожец Н.И.* Палинология и фитопланктон нижнего олигоцена Северного Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 129–136.
- Запорожец Н.И.* Палинокомплексы олигоцена и нижнего миоцена юга России и соседних регионов как индикаторы геологических условий Майкопского бассейна и климата // Тез. докл. VIII Всерос. палинолог. конф. М.: ИГиРГИ. 1996. С. 50.
- Запорожец Н.И.* Новые данные по фито-стратиграфии эоцена и олигоцена Северных Ергеней (юг Русской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 56–73.
- Коротков С.Т.* Краткий обзор палеогеновых отложений Кубанской нефтеносной области (Северный Кавказ) // Нефт. хоз-во. 1935. № 4. С. 28–35.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г.* Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1975. Вып. 18. С. 212–224.
- Савицкая Н.А.* Наннопланктон и диноцисты средне-верхнеэоценовых отложений Платформенной Украины // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Киев: ИГН АН Украины. 1996. 22 с.
- Costa L.I., Manum S.* The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1–D15) and the Miocene (D16–D20) // Vinken R. (ed.). The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme, Project № 124. Geologisches Jahrbuch, Reihe A. 1988. Heft 100. S. 321–330.
- Excursion guidebook. Paleontology and Stratigraphy of the Eocene – Miocene sections of the Western Pre-Caucasia.* (Akhmetiev, Popov, Krhovsky et al.) Moscow – Krasnodar – Majkop. IGCP Project 326, 329, 343. M.: GIN RAS, PIN RAS. 1995. 18 p. (preprint).
- Krhovsky J., Zaporozhets N.I., Radionova E.P. et al.* Microphytoplankton, pollen, spores and plant megafossils from Majkopian deposits of Belaya valley, North-West Pre Caucasus: preliminary results of studying // Mat. symp. IGCP Project 326 "Oligocene – Miocene Transition in the Northern Hemisphere". M.: GIN RAS. 1995. P. 1–3 (preprint).
- Köthe A.* Paleogene Dinoflagellates from Northwest Germany – Biostratigraphy and Paleoenvironment // Geol. Jahrbuch. Reihe A. Heft 118. Hannover. 1990. 111 p.
- Manum S.B., Boulter M.C. et al.* Eocene to Miocene palynology of the Norwegian Sea (ODP LEG 104) // Proc. of the Ocean Drilling Program. Sci. Results. 1989. V. 104. P. 611–662.
- Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation // Proc. II Plankt. Confer. Rome (1970). Rome: 1971. V. 2. P. 739–785.
- Nosovsky M.F., Bogdanovich A.K.* The Caucasian – a new regional stage of the Eastern Paratethys // Ann. Geol. Pays Hellen. New Ser. Fasc. II. VII Inter. Congr. Mediter. Neogene, Athenes: 1979. P. 889–907.
- Planderova E.* Miocene microflora of Slovak Central Paratethys and its Biostratigraphical significance. Dionyz Stur Inst. of Geology. Bratislava 1990. 144 p.
- Proposal for the Global Stratotype Section and the Point (GSSP) for the base of Neogene (The Paleogene/Neogene Boundary)* (by F. Steininger and the proponents of the Working Group: M. Aubry, M. Biolzi et al.) // Inst. Palaeontol. Univ. Vienna. 1994. 41 p. (Special issue).

Рецензенты И.А. Басов, Л.И. Фотьянова

УДК 569.32+551.791(964.470.11.6)

РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

© 1999 г. А. К. Маркова

Институт географии РАН,
109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

Поступила в редакцию 10.12.96 г., получена после доработки 19.03.97 г.

Материалы из многочисленных раннеплейстоценовых местонахождений мелких млекопитающих Восточной Европы позволяют выявить основные этапы развития фауны в течение этого периода и провести биостратиграфическое расчленение на основании эволюционных изменений мелких млекопитающих, а также геологических и геохронологических данных. Для этого времени удается установить несколько комплексов млекопитающих (и их фаз). Главным критерием выделения их границ является первое появление в фаунах новых таксонов (в большинстве случаев новых родов и видов Arvicolidae). Геохронологические подразделения плейстоцена в данной статье даются согласно западноевропейским схемам. Начало раннего плейстоцена и ранняя фаза *оdessкого фаунистического комплекса* мелких млекопитающих выделяется по первому появлению некорнезубых полевок – *Allophaiomys deucalion*. Более поздние фауны одесского комплекса характеризуются появлением некорнезубых безцементных полевок родов *Prolagurus* (*P. temopolitanus*) и *Lagurodon* (*L. arankaе*). Эти виды сосуществовали в этот период с *Allophaiomys deucalion*. Более прогрессивные, *ногайские фауны* мелких млекопитающих, выделенные В.А. Топачевским (1965), идентифицируются по появлению эволюционно продвинутых *Allophaiomys pliocaenicus*. В видовом составе этих фаун также присутствуют *Prolagurus temopolitanus* и *Lagurodon arankaе*. Следующая эволюционная стадия характеризуется первым появлением в составе фаун мелких млекопитающих пеструшек *Prolagurus rannonicus*. Мы предлагаем дать название фаунам этого эволюционного уровня – *каирские фауны* (по названию стратотипического местонахождения Западные Каиры, Нижнее Преднепровье). В видовом составе каирских фаун также присутствуют полевки *Allophaiomys pliocaenicus*, *Mimomys savini*, *Mimomys pusillus*. Эти фауны коррелируются с палеомагнитным эпизодом Хорамилло. Более прогрессивные фауны с первыми *Microtus* (*Terricola*) и *Microtus* (*Stenocranius*?) *hintoni* были выделены ранее в *морозовские* (Александрова, 1976). Для этого эволюционного уровня характерны продвинутые *Mimomys*, *Allophaiomys pliocaenicus nutiensis* и *Prolagurus rannonicus*. Сменившие их *петропавловские фауны* мелких млекопитающих коррелируются с концом раннего плейстоцена и палеомагнитной эпохи Матуяма. Для них показательно появление в видовом составе первых полевок *Microtus ex gr. oesonotus*. В петропавловских фаунах присутствуют также эволюционно продвинутые виды рода *Mimomys* (*M. savini*, *M. pusillus*), доминируют *Prolagurus rannonicus*, *Eolagurus argiropuloi* и *Microtus* (*Stenocranius*?) *hintoni*. Местонахождения с *раннетираспольскими фаунами*, выделяются по появлению *Microtus arvalinus* и *Prolagurus posterius* и коррелируются с самым концом эпохи Матуяма.

Ключевые слова. Ранний плейстоцен, мелкие млекопитающие, фаунистический комплекс.

ВВЕДЕНИЕ

В течение последних десятилетий накоплен значительный материал по ископаемым мелким млекопитающим раннего плейстоцена Восточной Европы. Местонахождения этого возраста приурочены главным образом к югу и центру Русской равнины (рис. 1). Фауны мелких млекопитающих позднего плиоцена – раннего плейстоцена были исследованы А.И. Шевченко (1965), В.А. Топачевским (1965, 1973), В.А. Топачевским и А.Ф. Скорик (1977), В.А. Топачевским и др. (1987), Л.И. Рековцем (1994), Л.П. Александровой (1976), А.К. Агаджаняном и М.А. Ербаевой (1983), А.К. Агаджаняном и Н.И. Глушанковой (1986), А.К. Агаджаняном и А.К. Марковой

(1993), Н.Е. Казанцевой (1990), А.К. Марковой (1982, 1992), Markova (1990a, 1990b), В.П. Суховым (1970), А.С. Тесаковым (Tesakov, 1995) и др.

К настоящему времени исследован материал из более шестидесяти местонахождений мелких млекопитающих раннего плейстоцена, расположенных на территории Восточной Европы. Полученные материалы позволяют реконструировать последовательность эволюционных изменений фаун мелких млекопитающих, выделить основные фаунистические комплексы (и их фазы) на протяжении раннего плейстоцена.

В большинстве случаев местонахождения мелких млекопитающих изучались комплексно, с учетом геологических, палеонтологических (малакологических, палинологических) и геохроно-

Палеомагнитная шкала	Стратиграфическая шкала	Млн. лет	Млекопитающие						
			Комплексы крупных млекопитающих	Комплексы мелких млекопитающих	Фазы комплексов мелких млекопитающих	Первое проявление таксонов	Местонахождения мелких млекопитающих Восточной Европы	Местонахождения мелких млекопитающих Западной Европы	
Б Х О	Средний	0.78	Тираспольский	Тираспольский	Раннетираспольская	<i>Microtus arvalinus</i> , <i>Prolagurus posterius</i>	Семибалка-1 Шамин	Зуурланд 27–37 м., Странска Скала,	
		1.00	Таманский	Таманский	Петропавловская	<i>Microtus (Microtus) ex. gr. oeconomus</i>	Карай-Дубина, Петропавловка, Лог Красный, Ново-Троицкое, Семибалка 3, Порт-Катон, Морозовка 1 = (Черевичное 1), Лузановка, Большевик 2, (слой 4)	Бавель (?)	
	Морозовская				<i>Microtus (Stenocranius?) hintoni</i> <i>M. (Terricola) sp.</i>	Западные Каиры, Ушкелка, Коротояк (острогжская свита)	Майнинген		
	Каирская				<i>Prolagurus pannonicus</i>	Роксоланы, Ногайск, Тарханкут, Коротояк 3 (верхний слой), Чишмикиной, Аккулаево (демский и давлеканский горизонты)	Монте Пеглия (t. r.), Монте Пеглия (b. r.), Багур 2, Дейч-Альтенбург 30А, Остромош 14		
	Ногайская				<i>Allophaiomys pliocaenicus</i>		Пирро Норд, Мак Рамбо		
	Плиоцен	2.00	Псекупский	Одесский	Поздне-одесская	<i>Lagurodon arankaе</i> , <i>Prolagurus temopolitanus</i>	Крыжановка (верхний слой), Лог Денисов, Коротояк 3 (нижний слой), Хаджимус, Чортков, Успенка, Мелекино, Жевахова Гора 5, 9	Бетфия VII/1 (верхний слой), Дейч-Альтенбург 2С1 Бетфия IX, Бетфия X, Жабья Пещера, Зуурланд (42–46 м), Мокра 1, Бетфия XIII	
					Ранне-одесская	<i>Allophaiomys deucalion</i>	Тилигул, Михайловка-1	Зуурланд (50–58 м), Колинани 3, Камяк, Кадзельня, Вилланий 5	
					Псекупский	Саратовская	<i>Borsodia ex. gr. fejevaryi</i>	Саратовская (Псекупс), Свапа, Ливенцовка (верхний слой)	Зуурланд (91–95 м) Тегелен

Б

 – палеомагнитная эпоха Брюнес

Х

 – палеомагнитный эпизод Харамилло

О

 – палеомагнитный эпизод Олдувей

Рис. 1. Положение раннеплейстоценовых местонахождений мелких млекопитающих.

логических данных. Детальные исследования морфологии ископаемых мелких млекопитающих позволили выявить основные эволюционные изменения во многих филогенетических ли-

ниях Rodentia, Lagomorpha и Insectivora, прежде всего Arvicolidae, что в свою очередь послужило основой для выделения границ фаунистических комплексов мелких млекопитающих и их фаз.

Фауны, непосредственно предшествующие на более древним раннеплейстоценовым фаунам, были описаны В.И. Громовым из местонахождения на р. Псекупс (1939, 1948). Позднее из этих отложений были получены остатки мелких млекопитающих еще не содержащие некорнезубые формы полевок. Эти фауны были выделены в *псекупский фаунистический комплекс* и охарактеризованы присутствием *Archidiskodon meridionalis meridionalis*, *Mimomys pitymyoides*, *Mimomys ex gr. reidi-pusillus*, прогрессивной формы *Mimomys plio-caenicus*, *Borsodia fejevaryi* и *B. arankoides* (Громов, 1948; Александрова, 1977; Вангенгейм и др., 1990; Tesakov, 1995) (рис. 1). По данным Э.А. Вангенгейм и др. (1990), находки мелких млекопитающих в местонахождении Псекупс приурочены к верхней части среднеакчагыльских (куяльницких) отложений и находятся в зоне обратной намагниченности Матуяма. Фауна мелких млекопитающих из этих отложений получила название *саратовской* (Александрова, 1977). Ранее было установлено, что положение верхней границы куюльницких отложений расположено между палеомагнитными эпизодами Олдуей и Гилса, а куюльник несколько шире акчагыла и охватывает как весь акчагыл, так и низы апшерона (Певзнер, 1989). Положение местонахождения в слоях с акчагыльской фауной моллюсков позволило авторам датировать местонахождение мелких млекопитающих временем более ранним, чем палеомагнитный эпизод Олдуей, т.е. до 1.9 млн. лет назад. Авторы не исключают возможности в дальнейшем обнаружения в псекупском местонахождении остатков некорнезубых полевок.

Бликие по эволюционному уровню фауны мелких млекопитающих были обнаружены в верхней толще Ливенцовского разреза (Александрова, 1976) у Ростова-на-Дону и в местонахождении Свапа в верхнем Приднепровье (Агаджанян, Калуцкая, 1976). В Западной Европе фаунам этого эволюционного уровня, вероятно, отвечают фауны местонахождений Тегелен и Зуурланд 91–96 м в Нидерландах (Kolfshoten & Meulen, 1986; Kolfshoten, 1988, 1990).

ОДЕССКИЙ ФАУНИСТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ

Одесский фаунистический комплекс был впервые выделен А.И. Шевченко по материалам фауны мелких млекопитающих из местонахождения у с. Крыжановка. Для одесского комплекса характерно многообразие форм *Mimomys*, а также появление первых некорнезубых цементных и безцементных форм полевок (*Allophaiomys*, *Lagurodon*) (Шевченко, 1965). Этот комплекс коррелируется с фаунами крупных млекопитающих с *Archidiskodon meridionalis meridionalis* и может быть сопоставлен с поздней фазой псекупского комплекса крупных

млекопитающих. Также одесский комплекс синхронизируется с ниже- и среднегурийскими отложениями Черного моря и ниже- и среднеапшеронскими отложениями Каспийского моря (Никифорова, Александрова, 1991). К настоящему времени накоплены значительные материалы, позволяющие детализировать этапы развития фаун одесского комплекса.

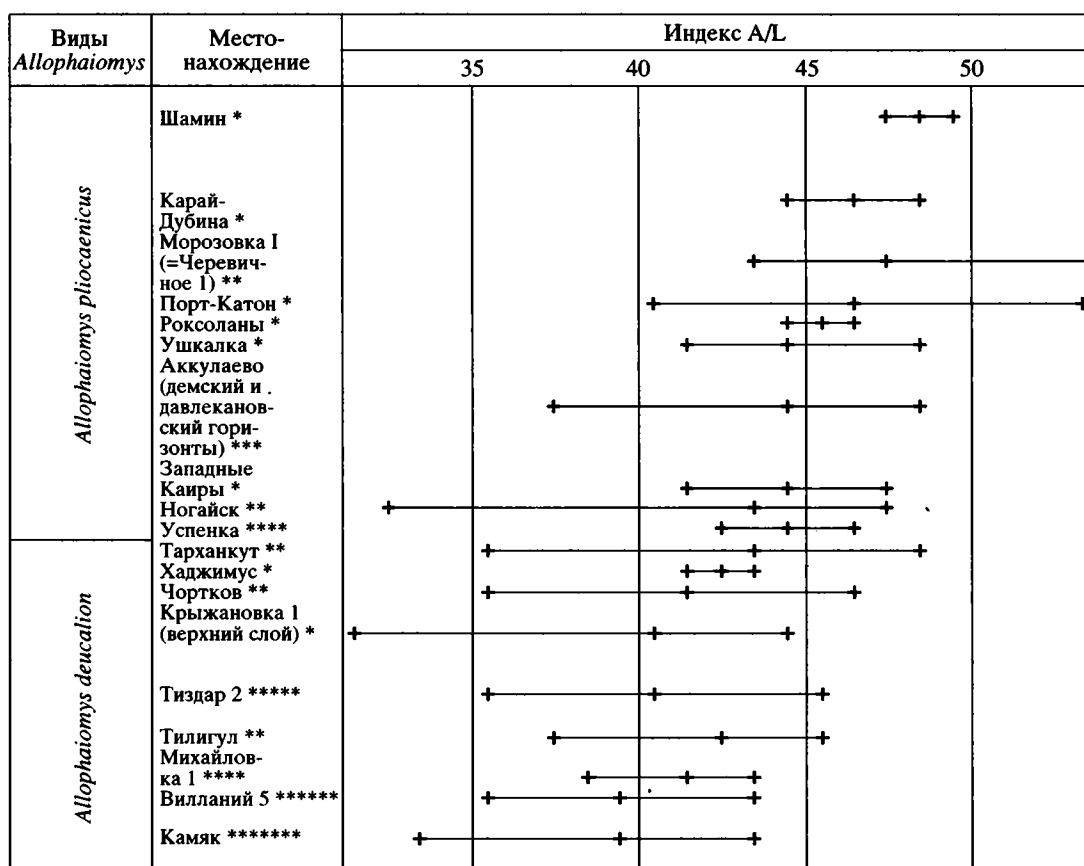
Ранняя фаза одесского фаунистического комплекса

Наиболее ранние фауны мелких млекопитающих, содержащие остатки некорнезубых полевок рода *Allophaiomys* (*A. deucalion*) были описаны из местонахождений Михайловка 1, Верхнее Приднепровье (Агаджанян, Глушанкова, 1986); Тилигул, Тилигульский лиман Северного Причерноморья (Топачевский, Скорик, 1977; Рековец, 1994) (рис. 1). Эти фауны еще не содержат безцементных некорнезубых полевок родов *Prolagurus* и *Lagurodon*. Полевки рода *Borsodia* приобретают в это время высокий уровень гипсодонтности (Tesakov, 1993). *Mimomys* представлены теми же видами, что и в псекупских фаунах. Нижние передние коренные зубы полевок *Allophaiomys* характеризуются простым строением параконидного комплекса с низкими значениями индекса A/L (меньше 42), что характерно для вида *A. deucalion* (Agusti, 1991) (рис. 2). Строение эмали у *Allophaiomys* архаичное: эмаль шире на задних частях призм нижних зубов. Показательно утолщение “набухание” эмалевых стенок у некоторых зубов с альвеолярной стороны зуба. Сходные фауны были обнаружены в местонахождениях Вилланий V в Венгрии, Камяк в Польше (Kretzoi, 1956; Kowalski, Nadachowski, 1990).

Положение фаун данного эволюционного уровня в стратиграфической шкале дискутируется. До последнего времени появление первых *Allophaiomys* относилось приблизительно к 1.6 млн. лет. Большинство из известных в настоящее время местонахождений коррелируется с ранне- и среднегурийскими отложениями Черного моря и с ранне- и среднеапшеронскими отложениями Каспия.

В стратотипе псекупского комплекса в составе фауны мелких млекопитающих *Allophaiomys* не обнаружены. Поэтому представляется целесообразным пока сохранить название одесского фаунистического комплекса для фаун мелких млекопитающих с ранними формами *Allophaiomys*. Нужно подчеркнуть, что ассоциации крупных млекопитающих с *Archidiskodon meridionalis meridionalis* существовали более длительное время и охватывали как время существования псекупских фаун, так и одесских фаун мелких млекопитающих. Раннеодесские фауны, вероятно, можно сопоставить с эбуронием Западной Европы. К ним близки фауны из местонахождений Зуурланд 50–58 м в

**A/L индекс M_1 *Allophaiomys* из раннеплейстоценовых
местонахождений Европы**



* – по автору;

** – по Л. И. Рековцу, 1994;

*** – по В. П. Сухову, 1970;

**** – по А. К. Агаджаняну, устное сообщение;

***** – по А. С. Тесакову, устное сообщение;

***** – по М. Кретцою, 1969;

***** – по А. Гарапичу и А. Надаховскому (Garapich, Nadachowski), 1996.

Рис. 2. A/L индекс M_1 *Allophaiomys* из раннеплейстоценовых местонахождений Восточной Европы.

Нидерландах, относимые к эбуронию (Kolfsochten, 1988, 1990), Колинани 3, Вчеларе 5, 10 и 10 В в Словакии (Fejfar, Hogaček, 1983, 1990), Камяк и Кадзельня в Польше (Garapich, Nadachowski, 1996), Нойлайнингген 15 в Германии (Koenigswald, Tobien, 1990), Вилланий 5 в Венгрии (Kretzoi, 1956; Janossy, 1986).

*Поздняя фаза
одесского фаунистического комплекса*

Фауны мелких млекопитающих, относящиеся к поздней фазе одесского комплекса, характеризуются появлением первых бесцементных некорнезубых полевок родов *Prolagurus* (*P. ternopolitanus*) и *Lagurodon* (*L. arankaе*). На Русской равнине фауны такого эволюционного уровня встречены

в верхнем слое местонахождения Крыжановка (стратотип одесского комплекса мелких млекопитающих, выделенного А.И. Шевченко), в местонахождении Жевахова Гора (слои 5, 9) вблизи Одессы, в местонахождениях Успенка, Коротояк 3 (нижний слой), Лог Денисов на Дону, в местонахождении Хаджимус на Днестре, Чорткове в бассейне р. Серет, Мелекино в Приазовье (Шевченко, 1965; Агаджанян, 1992; Рековец, 1994; Михайлеску, Маркова, 1992; Agadjanian, Kazantseva, 1994; Markova, 1990a). В этих местонахождениях зубы *Allophaiomys* еще имеют архаичную структуру, характерную для *A. deucalion*). *Laguridae* представлены наиболее ранними видами: *Prolagurus ternopolitanus* и *Lagurodon arankaе*. Интересно географическое положение местонахождений с лагуридами этих родов: *Prolagurus ternopolitanus*

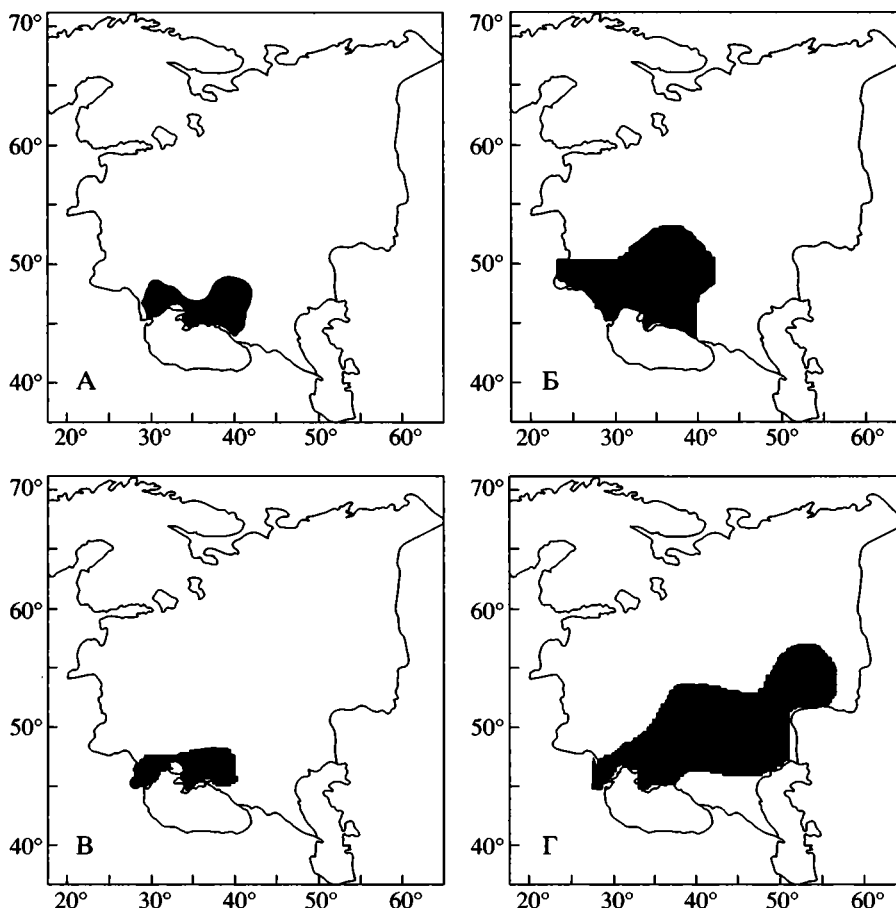


Рис. 3. Ареалы пеструшек (залито) на территории Восточной Европы во время существования: одесских фаун (поздняя фаза) А – *Lagurodon arankaе*; Б – *Prolagurus ternopolitanus*; ногайских фаун – Б – *Lagurodon arankaе*; Г – *Prolagurus ternopolitanus*.

имеет более широкий ареал и ее остатки отмечены вплоть до 52° с.ш. на севере ареала, костные остатки *Lagurodon arankaе* обнаружены лишь на самом юге Русской равнины в Северном Причерноморье и Приазовье (рис. 3: А, Б). Это свидетельствует о различных экологических требованиях к окружающей среде этих животных. Пеструшки *Prolagurus ternopolitanus*, несомненно, обладали более пластичной экологией, *L. arankaе* являлись обитателями сухих и жарких южных степей. В отличие от местонахождений Румынии, где Е. Терзя (Terzea, 1995) отмечает одновременность появления *Lagurodon arankaе* и *Prolagurus ternopolitanus* ("праеранноникс"), во многих местонахождениях Русской равнины эти два вида сосуществуют и их появление в фаунах отмечается практически одновременно, хотя, как было отмечено ниже, их ареалы заметно отличались.

Уникальной для местонахождений этого возраста является находка остатков *Lemmus kowalskii* в местонахождении Чортков, практически единственная находка этого рода в местонахождениях раннего плейстоцена Восточной Европы.

Среди представителей рода *Mimomys* по-прежнему присутствуют *Mimomys ex gr. reidi-pusillus* и последние *M. pliosaenicus*. В разрезе Хаджимус обнаружены также остатки *Mimomys pitymyoides*. Этот вид очень редок в местонахождениях Восточной Европы и отмечен пока лишь в двух пунктах: разрезе Псечупс и местонахождении Хаджимус. Для аллювия IX террасы Днестра, содержащего остатки мелких млекопитающих у с. Хаджимус, была получена термолюминесцентная датировка = 1.300 + –350 Ма (Куликов, Чепалыга, 1985). Фауны этого эволюционного уровня близки к фауне из местонахождений Бетфия XIII в Румынии с ранними *Allophaiomys* и *Lagurodon arankaе* (Terzea, 1984, 1995), Мокра в Словакии (Fejfar, Horaček, 1983), Жабья пещера в Польше (Garapich, Nadachowski, 1996), Зуурланд 42–46 м в Нидерландах (Kolfshoten, 1988), Надьхарсаньхедь 2 в Венгрии (Kretzoi, 1956; Janossy, 1986), Вента Мицена в Испании (Agusti, 1991), к началу Бихария (Kretzoi, 1961).

ТАМАНСКИЙ ФАУНИСТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Руководящей формой таманского фаунистического комплекса является *Archidiskodon meridionalis tamanensis*. Фауны крупных млекопитающих, характерные для этого комплекса, существовали на протяжении значительного промежутка времени, коррелируемого с верхнегурийскими отложениями Черного моря и позднеапшеронскими отложениями Каспия (Никифорова, Александрова, 1991). Исходя из сопоставлений местонахождений фаун с палеомагнитной шкалой продолжительность этого комплекса оценивается приблизительно в 300 тыс. лет, с 1.1 до 0.8 млн. лет назад (Вангенгейм и др., 1991). Времени существования фаун с *Archidiskodon meridionalis tamanensis* отвечают четыре выраженных эволюционных фазы мелких млекопитающих: ногайская, каирская, морозовская, петропавловская.

Ногайская фаза

Наиболее ранние из фаун мелких млекопитающих, синхронные таманскому комплексу крупных млекопитающих, были выделены в самостоятельный этап развития (*ногайские фауны*) на основании материалов стратотипического местонахождения Ногайск, Северное Приазовье (Топачевский, 1965). На Русской равнине к фауне этого типа можно отнести находки в стратотипическом местонахождении Ногайск, Северное Приазовье (Топачевский, 1965), местонахождении Тарханкут (Топачевский, 1973), в верхнем слое Коротояка 3 (Агаджанян, 1992), Чишмикиой (Шушпанов, 1977), Аккулаево (демский и давлекановский горизонты) (Сухов, 1970); рис. 1.

Для этого комплекса характерен прогрессивный тип полевок рода *Allophaiomys* (*A. pliosaenicus*). Коэффициент A/L у M_1 *Allophaiomys* превышает 42 (рис. 2). Среди пеструшек по-прежнему отмечены *Lagurodon arankae* и *Prolagurus temopolitanus* (= "*P. praerannonicus*") (Топачевский, 1965; рис. 35 на с. 129), количество остатков которых, также как и количество костей *Allophaiomys* доминирует в местонахождениях. Нужно отметить, что в работе Л.И. Рековца (1994) было проведено переопределение лагурид "пролагуросной" линии из местонахождения Ногайск и Тарханкут, которые были отнесены этим автором к виду *P. rannonicus*. По нашему мнению, характерная морфология зубов *Prolagurus* из местонахождения Ногайск и особенно местонахождения Тарханкут, зарисовки которых приведены в монографиях В.А. Топачевского (Топачевский, 1965, рис. 35 на с. 129; Топачевский, 1973, рис. 53 на с. 169), не позволяет их отнести к виду *P. rannonicus* и сравнить их с типовой серией зубов из местонахождения Пюшпек-фюрдо (Kormos, 1930), у большинства из которых

наблюдается практическое отчленение головки параконидного комплекса M_1 . Приведенные в монографии Л.И. Рековца индексы M_1 также указывают на значительные морфологические отличия зубов *Prolagurus* из Ногайска и Тарханкута от зубов лагурид этой филогенетической линии из более поздних отложений (местонахождения Западные Каиры и др.). Несомненно, однако, что лагуриды из Ногайска и Тарханкута могут быть отнесены к наиболее прогрессивным представителям вида *P. temopolitanus*.

Ареалы *L. arankae* и *P. temopolitanus* в период существования ногайских фаун по-прежнему значительно различаются: *L. arankae* обитала лишь на самом юге Русской равнины, *P. temopolitanus* была распространена шире (рис. 3: В, Г). Остатки *Borsodia* очень малочисленны в местонахождениях этого возраста. В ногайских фаунах встречаются *Mimomys* ex gr. *reidi-pusillus*, в большом количестве также отмечены полевки вида *M. savini* (= "*intermedius*"). Для фаун этого эволюционного уровня характерны своеобразные *Ellobius* (*E. paleotalpinus*, *E. tauricus*, *E. tarchancutensis*) и *Clethrionomys sokolovi* (Топачевский, 1965; Рековец, 1994). Впервые отмечены остатки архаичных желтых пеструшек *Eolagurus argyropuloi*, появившихся здесь в результате прохореза (Топачевский, 1973). В Западной Европе ногайским фаунам близки фауны из местонахождения Вчеларе 3В/1 с *Allophaiomys pliosaenicus*, *Prolagurus "praerannonicus"*, *Lagurodon arankae*, *Mimomys reidi-pusillus* (Horaček, 1985). Вероятно к этой фазе относятся местонахождения Пирро Норд и Пиетраффиата в Италии (Masini, Torre, 1990).

Каирская фаза

Следующий этап в развитии фаун мелких млекопитающих выделяется по появлению лагурид с более прогрессивным строением зубного аппарата – *Prolagurus rannonicus*, являющихся прямыми потомками *Prolagurus temopolitanus*. Фауны этого уровня многочисленны на Русской равнине и обнаружены в бассейнах Днепра (местонахождения Западные Каиры и Ушкалка), Днестра (местонахождение Роксоланы) и Дона (местонахождение Коротояк, острожская свита) (Маркова, 1982; Михайлеску, Маркова, 1992; Казанцева, 1990; Iosifova, Krasnenkov, 1994) (рис. 1). Помимо *Prolagurus rannonicus* для фаун этого возраста характерны *Allophaiomys pliosaenicus* с прогрессивными морфотипами строения зубов (микротусной эмалью, индексом $A/L = 44-45$ (рис. 2). Продолжают существовать *Lagurodon arankae*, *Clethrionomys sokolovi*, *Eolagurus argyropuloi*. *Mimomys* представлены главным образом *M. savini* и *M. pusillus*. Также как и во время существования ногайских фаун, наблюдаются различия в ареалах *Prolagurus pan-*

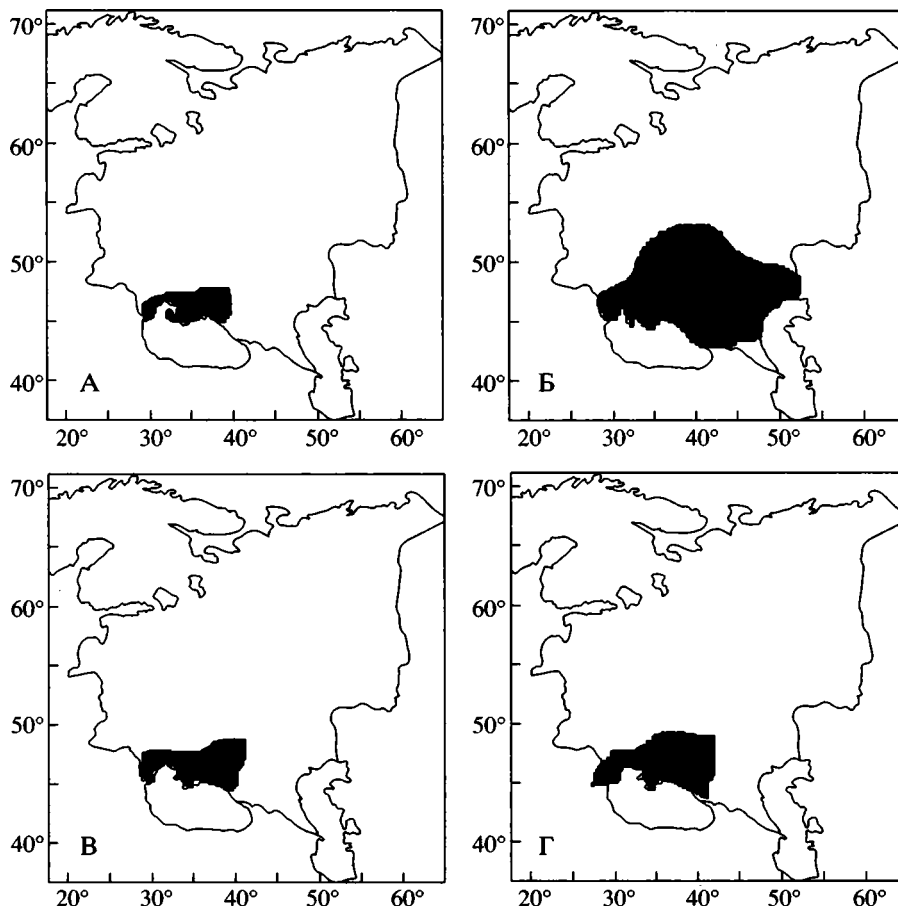


Рис. 4. Ареалы пеструшек (залито) во время существования: каирских фаун – А – *Lagurodon arankaе*; Б – *Prolagurus pannonicus*; морозовских фаун – В – *Lagurodon arankaе*; Г – *Prolagurus pannonicus*.

pannicus и *Lagurodon arankaе*. Ареал *P. pannonicus* и в это время был более обширным, чем ареал *Lagurodon arankaе* и охватывал не только юг, но и центр Русской равнины (рис. 4: А, Б).

Представляется целесообразным выделить этот эволюционный этап развития раннеплейстоценовых фаун мелких млекопитающих в самостоятельную фазу и дать ей название по опорному местонахождению Западные Каиры, расположенному в бассейне нижнего Днепра и приуроченному к древним аллювиальным отложениям “каирской” террасы Днепра (Лебедева, 1972). Выше аллювиальных отложений с фауной мелких млекопитающих в разрезе Западные Каиры залегает двадцатиметровая толща лессово-почвенных отложений. Описание разреза приведено в работе А.К. Марковой (1983, с. 19–22). Результаты палеомагнитных исследований этой толщи, проведенные М.А. Певзнером, показали, что граница Брюнес–Матуйма проходит выше двух ископаемых почв и разделяющих их суглинков, перекрывающих аллювий с костными остатками мелких млекопитающих (Величко и др., 1976).

В разрезе Коротояк, по данным палеомагнитных исследований, проведенных В.В. Семеновым, местонахождение мелких млекопитающих, содержащееся в острогожских отложениях, имеет прямую намагниченность и отвечает эпизоду Харамилло (Semenov, 1994). Таким образом, время существования каирских фаун может датироваться приблизительно 1.0–1.1 млн. лет назад. Этим фаунам в Западной Европе близки фауны из местонахождения Дойч-Альтенбург 2С, Бетфия-IX, Багур-2 с *Allophaiomys pliocaenicus*, *Prolagurus pannonicus* и *Lagurodon arankaе* (Rabeder, 1981; Terzia, 1995; Lopez et al., 1976). Эти фауны коррелируются с ранней фазой ваалия.

Морозовская фаза

Спецификой фаун следующего эволюционного уровня – морозовских фаун – является появление в результате дальнейших эволюционных трансформаций полевок рода *Allophaiomys*, более прогрессивных полевок *Microtus* (*Stenocranius* ?) *hintoni* и *M. (Terricola)* (?) sp. Фауны этого эволюционного уровня были впервые выделены Л.П. Александ-

ровой по материалам разреза Морозовка 1 (Александрова, 1976), расположенного на левом берегу Хаджибейского лимана. Позднее фауны такого облика были обнаружены в разрезе Порт-Катон (Маркова, 1982; Markova, 1990b). Дополнительные сборы из местонахождения Морозовка 1 (Черевычное 1) были проведены Л.И. Рековцем. Близкие по эволюционному уровню фауны были обнаружены в разрезах Лузановка и Большевик 2, расположенных в пределах г. Одесса (Рековец, 1994) (рис. 1).

Для морозовских фаун характерно присутствие небольшого количества поздних *Allophaiomys* и поздних *Mimomys* (*M. savini* и *M. pusillus*). Пеструшки представлены видами *Prolagurus pannonicus*, *Lagurodon arankaе* и *Eolagurus argyropuloi*. Для фаун этого возраста по-прежнему характерны различия в размерах и географическом положении ареалов лагурид родов *Prolagurus* и *Lagurodon* (рис. 4: В, Г). Индекс A/L у *M₁ Allophaiomys* превышает 47 (рис. 2). Морозовские фауны коррелируются с таманскими фаунами крупных млекопитающих с *Archidiskodon meridionalis tamanensis* (остатки которого были обнаружены в частности в разрезе Порт-Катон). В Западной Европе этому уровню, вероятно, отвечает фауна местонахождения Майнинген, в которой отмечены остатки питимисоподобных полевок, описанных первоначально как *Microtus (Allophaiomys) pliocaenicus nutiensis* (Heinrich, 1982), а позднее отнесенных к *Microtus thenii* (Maul, 1990). Эти полёвки, по нашему мнению, прогрессивнее поздних *Allophaiomys* и близки по эволюционному уровню к ранним *Terricola* = "*Pitumys*" Русской равнины, в частности, по своей морфологии они очень близки к *Microtus (Terricola)* sp. из разреза Порт-Катон (Markova, 1990b, рис. 15, 9).

Петропавловская фаза

Еще более эволюционно продвинутые фауны раннего плейстоцена – *петропавловские фауны* – характеризуются появлением *Microtus (Pallasinus)* ex gr. *oesonomus*. Фауны получили название по местонахождению Петропавловска в бассейне Дона, описанному Л.П. Александровой (1976) и А.К. Агаджаняном (Красенков, Агаджанян, 1975). Близкая по эволюционному уровню фауна мелких млекопитающих была обнаружена в бассейне Нижнего Днепра у с. Карай-Дубина (Маркова, 1982; Рековец, 1994). Кроме того, в бассейне Верхнего Дона было открыто новое местонахождение со сходной фауной – Лог Красный у с. Урыв (Казанцева, 1990).

Ядро петропавловских фаун составляют пеструшки видов *Prolagurus pannonicus* и *Eolagurus argyropuloi*, полёвки *Microtus (Stenocranius?) hintoni*. Для этих фаун характерно также присутствие корнезубых полевок *Mimomys savini* и *M. pusillus*,

поздних *Borsodia*. Последние роды представлены в фаунах незначительным количеством остатков. Немногочисленные остатки зубов *Allophaiomys* из этих местонахождений имеют прогрессивный морфотип. Их эмаль дифференцирована по микротусному типу. Индекс A/L для *M₁ Allophaiomys* из местонахождений петропавловских фаун равняется приблизительно 48 (рис. 2). В Западной Европе этому эволюционному этапу отвечает фауна Хольштейн в Чехии (Musil, 1966; Fejfar, Hogaček, 1983).

В этот интервал времени появляется слон более прогрессивного типа, чем таманский, – *Mammuthus trogontherii* (Dubrovo, 1985), остатки которого были обнаружены в отложениях VI надпойменной михайловской террасы Днестра, в аллювиальных отложениях которой проходит граница палеомагнитных эпох Брюнес–Матуяма.

Палеомагнитный анализ разрезов с местонахождениями петропавловских фаун показал, что костесодержащие слои относятся к верхам эпохи обратной намагниченности Матуяма. В разрезе Карай-Дубина палеомагнитная инверсия зафиксирована в пойменной фации аллювия, перекрывающей русловую фацию аллювия с остатками мелких млекопитающих (Величко и др., 1983). Петропавловские фауны завершают последовательность раннеплейстоценовых фаун Русской равнины.

К началу среднего плейстоцена, к самым верхам палеомагнитной эпохи Матуяма относятся местонахождения с фаунами мелких млекопитающих, более продвинутыми в эволюционном отношении, чем петропавловские. К ним относится прежде всего местонахождение Шамин (бассейн нижнего Дона), в котором помимо остатков *Microtus* ex gr. *oesonomus*, обнаружены зубы другого вида рода *Microtus* – *M. arvalinus*. Кроме того, в этом местонахождении встречаются остатки *Microtus (Stenocranius?) hintoni* и *Prolagurus posterius*, потомка *P. pannonicus* (рис. 1). В фауне Шамина отмечены также остатки *Mimomys pusillus*, *Eolagurus* ex gr. *argyropuloi*, *Allophaiomys pliocaenicus nutiensis*. Эти фауны были отнесены к раннетираспольским (Маркова, 1982; Markova, 1990a).

По видовому составу и эволюционному уровню к фауне Шамина близка фауна из местонахождения Литвин на Таманском полуострове, приуроченного к морским отложениям чаудинской трансгрессии. Это местонахождение, однако, находится в зоне прямой намагниченности Брюнес. В нем обнаружены остатки *Mimomys savini*, *Allophaiomys pliocaenicus nutiensis*, *Prolagurus pannonicus*, *Eolagurus simplicidens gromovi*, *Microtus (Stenocranius?) hintoni*, *Microtus (Microtus) arvalinus* (Markova, 1990a). Таким образом, можно синхронизировать раннетираспольские фауны с

самым концом палеомагнитной эпохи Матуяма – началом эпохи Брюнес.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В результате анализа разновозрастных раннеплейстоценовых фаун мелких млекопитающих Восточной Европы удается подразделить их на несколько комплексов, а также фаз этих комплексов на основании филогенетических изменений в ряде эволюционных линий, прежде всего полевок, и появления новых таксонов.

1. Наиболее ранние плейстоценовые фауны мелких млекопитающих характеризуются появлением первых некорнезубых полевок рода *Allophaiomys* (*A. deucalion*). Ядро этих фаун представлено корнезубыми полевками родов *Mimomys* (*Mimomys* ex gr. *reidi-pusillus*) и *Borsodia* (*B. fejevaryi* и *B. arankoides*). Некорнезубые безцементные полевки в них не обнаружены. Эти фауны отнесены к *ранней фазе одесского комплекса* мелких млекопитающих. В фауне крупных млекопитающих присутствует *Archidiskodon meridionalis meridionalis*.

2. Следующий этап развития фаун мелких млекопитающих выделяется по появлению наиболее ранних безцементных некорнезубых полевок *Prolagurus ternopolitanus* и *Lagurodon arankae*. Для них по-прежнему характерно наличие *Allophaiomys deucalion*. В ассоциации крупных млекопитающих руководящим видом является *Archidiskodon meridionalis meridionalis*. Эти фауны отнесены к *поздней фазе одесского комплекса* мелких млекопитающих.

3. Таманскому фаунистическому комплексу с *Archidiskodon meridionalis tamanensis* соответствуют несколько этапов развития фаун мелких млекопитающих. Руководящей формой *ногайских* фаун мелких млекопитающих, отвечающих ранней фазе существования таманского комплекса, является *Allophaiomys pliosaenicus*. В *ногайских* фаунах по-прежнему присутствуют архаичные формы лагурид: *Prolagurus ternopolitanus* и *Lagurodon arankae*.

4. Следующий эволюционный этап развития фаун мелких млекопитающих выделяется по появлению более прогрессивного вида *Laguridae* – *Prolagurus rannonicus*. Ядро фаун этого эволюционного уровня помимо пеструшек *P. rannonicus* составляют *Lagurodon arankae*, *Allophaiomys pliosaenicus*, *Mimomys pusillus*, *M. savini*. Установлена синхронность фаун этого возраста палеомагнитному эпизоду Харамилло. Фауны предложено называть *каирскими* по названию опорного местонахождения Западные Каиры.

5. Появление новых таксонов – полевок *Microtus* (*Stenocranius*?) *hintoni* и *Microtus* (*Terricola*) *sp.* фиксирует новый этап в развитии раннеплейсто-

ценовых фаун мелких млекопитающих. Эти фауны получили название *морозовских* фаун (Александрова, 1976).

6. Для наиболее поздних раннеплейстоценовых фаун мелких млекопитающих – *петропавловских* фаун – характерно появление полевок вида *Microtus* ex gr. *oesonotus*. Ядро этих фаун составляют полевки *Microtus* (*Stenocranius*?) *hintoni*, пеструшки *Prolagurus rannonicus* и *Eolagurus argyropuloi*. Корнезубые полевки *Mimomys* (*M. savini* и *M. pusillus*) представлены незначительным количеством остатков. *Allophaiomys* встречается очень редко и представлен прогрессивной формой *A. pliosaenicus putiensis*. Местонахождения с фаунами этого эволюционного уровня сопоставляются с верхами палеомагнитной эпохи Матуяма. Петропавловские фауны являются переходными между таманскими и тираспольскими.

7. Начало среднего плейстоцена характеризуется появлением наиболее ранних *тираспольских* фаун с *Microtus arvalinus*, *Prolagurus posterius*, которые коррелируются с самым концом палеомагнитной эпохи Матуяма.

Автор выражает искреннюю благодарность А.К. Агаджаняну за предоставленную возможность ознакомиться с его коллекциями мелких млекопитающих, а также Э.А. Вангенгейм, М.В. Сотниковой, М.А. Певзнеру, А.В. Кожаринову, А.Е. Додонову, А.С. Тесакову, А.Л. Чепалыге за ценные советы, научные консультации и помощь при подготовке этой статьи.

Работа поддержана грантом ИНКВА “Bios-tratigraphical correlation between Eastern, Central and Western Europe on the basis of Quaternary small mammals”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 37–49.
- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Михайловка – опорный разрез плейстоцена центра Русской равнины. М.: МГУ. Географ. фак-т. Деп. ВИНТИ. № 5684 – 1386, 1986. 163 с.
- Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 187 с.
- Агаджанян А.К., Калущая С.А. Раннетаманская фауны полевок в бассейне Верхнего Донца // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1976. № 46. С. 61–72.
- Агаджанян А.К., Маркова А.К. Решение семинара по мелким млекопитающим эоплейстоцена // Бюл. регион. стратиграф. Комис. по центру и югу Русской платформы. 1993. № 1. С. 43–47.

- Александрова Л.П.* Грызуны антропогена Европейской части СССР // Тр. Геол. ин-та СССР. 1976. Вып. 291. 98 с.
- Александрова Л.П.* Находки остатков мелких млекопитающих в антропогеновых отложениях р. Псепус // Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1997. С. 5–11.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С.* Магнито- и биостратиграфические исследования в стратопегеоне псепусского фаунистического комплекса млекопитающих // Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода. 1990. № 59. С. 81–93.
- Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И. и др.* Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода. 1991. № 60. С. 41–52.
- Величко А.А., Маркова А.К., Певзнер М.А.* Палеомагнитные исследования антропогенных аллювиальных, лиманно-морских и покровных отложений // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Всесоюзный съезд. Тезисы. М.: 1976. С. 215.
- Величко А.А., Маркова А.К., Певзнер М.А., Ударцев В.П.* Положение границы эпох магнитной полярности Матуяма-Брюнес в хроностратиграфической шкале континентальных отложений Восточной Европы // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 5. С. 1147–1150.
- Громов В.И.* Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих // Академику В.А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. II. С. 163–223.
- Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Тр. геол. ин-та АН СССР. 1948. Сер. 17. Вып. 64. 521 с.
- Иосифова Ю.И., Красненков Р.В., Семенов В.В.* Коротаяк – опорный разрез эоплейстоцена Верхнего Дона // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 181–198.
- Казанцева Н.Е.* Положение границы эоплейстоцена-плейстоцена по результатам изучения фаун мелких млекопитающих // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. VII Всесоюзное совещание. Тезисы. Таллинн. Т. II. 1990. С. 44–45.
- Красненков Р.В., Агаджанян А.К.* Нижний плейстоцен Среднего Дона // Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода. М.: Наука, 1975. № 44. С. 37–52.
- Куликов О.А., Чепалыга А.Л.* Хронология террас Днепра по данным биостратиграфии и термолюминесцентного метода // Геохронология четвертичного периода. Таллинн: Изд-во АН ЭССР, 1985. С. 104.
- Лебедева Н.М.* Антропоген Приазовья // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 215. М.: Наука, 1972. 108 с.
- Маркова А.К.* Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 184 с.
- Маркова А.К.* Плейстоценовая микротериофауна Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 50–94.
- Михайлеску К.Д., Маркова А.К.* Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 310 с.
- Никифорова К.В., Александрова Л.П.* Стратиграфия, хронология и корреляция событий в позднем плиоцене и антропогене Европы и Северной Америки в связи с изменениями в геосфере и биосфере // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: Геол. ин-т РАН, 1991. С. 99–123.
- Певзнер М.А.* Палеомагнитная характеристика отложений куяльника и его положение в магнитохронологической шкале // Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода. М.: Наука, 1989. № 58. С. 117–124.
- Рековец Л.И.* Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1994. 369 с.
- Сухов В.П.* Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккуляевского местонахождения в Башкирии. М.: Наука, 1970. 93 с.
- Топачевский В.А.* Насекомоядные и грызуны ногайской позднеплиоценовой фауны. Киев: Наукова думка, 1965. 163 с.
- Топачевский В.А.* Грызуны таманского фаунистического комплекса Крыма. Киев: Наукова думка, 1973. 234 с.
- Топачевский В.А., Скорик А.Ф.* Грызуны раннетаманской фауны тилигульского разреза. Киев: Наукова думка, 1977. 250 с.
- Топачевский В.А., Скорик А.Ф., Рековец Л.И.* Грызуны верхнеантропогеновых и раннеантропогеновых отложений Хаджибейского лимана. Киев: Наукова думка, 1987. 207 с.
- Шевченко А.И.* Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7–59.
- Шушпанов К.И.* Позднеплиоценовая фауна млекопитающих чирмишкского местонахождения. Кишинев: Штиинца, 1977. 111 с.
- Agadjanian A.K., Kazantseva N.E.* Stages in small mammal evolution as a basis for stratigraphic subdivision of the Eopleistocene – Middle Pleistocene in the Upper Don basin // The Lower – Middle Pleistocene of the Upper Don Basin // Guidebook for excursion. Moscow: 1994. P. 132–140.
- Agusti J.* The *Allophaiomys* complex in Southern Europe // Geobios. 1991. V. 25. № 1. P. 133–144.
- Dubrovo I.A.* Problems of the systematics of fossil elephants // Acta Zool. Fenica. 1985. № 170. P. 241–245.
- Fejfar O., Heinrich W.-D.* Arvicoliden-Sukzession und Biostratigraphie des Oberpliozans und Quartars in Europa // Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum. Schriftenr. geol. Wiss. Berlin. 1983. № 19/20. P. 61–109.
- Fejfar O., Horaček I.* Zur Entwicklung der Kleinsäugerfaunen im Villányium und Alt-Biharium auf dem Gebiet der ČSSR // Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum. Schriftenr. geol. Wiss. Berlin. 1983. № 19/20. P. 111–207.
- Fejfar O., Horaček I.* Review of fossil arvicolid (Mammalia, Rodentia) of the Pliocene and Quaternary of Czechoslo-

- vakia // Intern. Symp. Evol. Phyl. Biostratigr. Arvicolid. Praha, 1990. P. 125–132.
- Garapich A., Nadachowski A. A contribution to the origin of Allophaiomys (Arvicolidae, Rodentia) in Central Europe: the relationship between Mimomys and Allophaiomys from Kamyk (Poland) // Acta zool. cracov. 1996. V. 39. № 1. P. 179–184.
- Heinrich W.-D. Eine altbiharische Kleinsäugerfauna aus Südthuringen // Schriften. geol. Wiss. Berlin. 1982. Bd. 10. № 7. P. 923–928.
- Horaček I. Survey of the fossil vertebrate localities Včeláře 1–7 // Časopis mineralogii a geologii. 1985. № 30. P. 353–366.
- Iosifova Ju.I., Krasnenkov R.V. The Lower-Middle Pleistocene of the Upper Don Basin. Guidebook for excursion. Moscow, 1994. 151 p.
- Janossy D. Pleistocene vertebrate faunas of Hungary. Budapest: Akademiai Kiado, 1986. 208 p.
- Koenigswald W., Tobien H. Important arvicolids faunas from the Late Pliocene to Early Holocene in Western Germany (FRG) // Intern. Symp. Evol. Phyl. Biostratigr. Arvicolid. Praha, 1990. P. 231–254.
- Kolfschoten T. van. The Pleistocene mammalian faunas from the Zuurland boreholes at Breulle, The Netherlands // Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol. 1988. V. 25. № 1. P. 73–86.
- Kolfschoten T. van. Review of the Pleistocene arvicolid faunas from the Netherlands // Intern. Symp. Evol. Phyl. Biostratigr. Arvicolid. Praha, 1990. P. 255–274.
- Kolfschoten T. van, Meulen A.J. van der. Villanian and Biharian mammal faunas from The Netherlands // Mem. Soc. Geol. Ital. 1986. № 31. P. 191–200.
- Kormos T.H. Diagnosen neuer Säugetiere aus der oberpliozän Fauna des Somlyoberges bei Püspökfürdo // Ann. Mus. Nat. Hungar. 1930. Bd. XXVII. P. 237–246.
- Kowalski K., Nadachowski A. Review of fossil arvicolid faunas of Poland // Intern. Symp. Evol. Phyl. Biostratigr. Arvicolid. Praha, 1990. P. 297–304.
- Kretzoi M. Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villanyer Gebirges // Geol. Hungar. Ser. palaeontol. Budapest, 1956. № 27. 264 p.
- Kretzoi M. Stratigraphie und Chronologie // Stand der ungarischen Quartärforschung. Inst. Geol. Prace. 1961. Bd. 34. P. 313–330.
- Lopez N., Michaux J., Villalta J.F. de. Rongeurs et Lagomorphes de Bagur-2 (Province de Gerone, Espagne). Nouveau remplissage de fissure du debut du Pleistocene Moyen. // Acta Geol. Hispanica. 1976. Bd. 9. № 2. P. 46–54.
- Markova A.K. Pleistocene microtheriofauna of the European part of the USSR // Intern. Symp. Evol. Phyl. Biostratigr. Arvicolid. Praha, 1990a. P. 314–338.
- Markova A.K. The Sequence of Early Pleistocene Small-mammal Faunas from the South Russian Plain // Quartarpalaontologie. 1990b. Bd. 8. P. 131–151.
- Masini F., Torre D. Review of the Villafranchian arvicolids of Italy // Intern. Symp. Evol. Phyl. Biostratigr. Arvicolid. Praha, 1990. P. 339–346.
- Maul L. Überblick über die unterpleistozänen Kleinsäugerfaunen Europas // Quartarpalaontologie. 1990. Bd. 8. P. 153–191.
- Musil E. Holštejn, eine neue altpleistozäne Localität in Mähren // Acta Musei Maraviensis. 1966. № 61. P. 133–168.
- Rabeder G. Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozän von niederösterreich // Beitr. Palaont. Osterr. 1981. Bd. 8. 373 p.
- Semenov V.V. Paleomagnetism // The Lower-Middle Pleistocene of the Upper Don Basin. Guidebook for excursion. Moscow, 1994. P. 146–149.
- Terzea E. Mammalian events in the Quaternary of Romania and correlations with the climatic chronology of Western Europe // Acta zool. cracov. 1995. V. 38. № 1. P. 109–120.
- Terzea E. Mammiferes rares du Pleistocene inferieure de Bétfia (Bihor, Roumanie) // Trav. Inst. Speol. “E. Racovitza”. 1984. № 23. P. 49–56.
- Tesakov A.S. Evolution of Borsodia (Arvicolidae, Mammalia) in the Villanyian and in the Early Biharian // Quatern. International. 1993. № 19. P. 41–45.
- Tesakov A.S. Evolution of small mammal communities from the south of Eastern Europe near the Plio-Pleistocene boundary // Acta zool. cracov. 1995. V. 38. № 1. Krakow. P. 121–127.

Рецензенты М.Н. Алексеев, Э.А. Вангенгейм

УДК 563.12:552.143(265.53)

ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ В ОСАДКАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ (ПОСЛЕДНИЕ 20000 ЛЕТ)

© 1999 г. М. П. Чеховская*, И. А. Басов**

* Институт океанологии РАН,
117857 Москва, Нахимовский проспект, 36, Россия

** Институт литосферы РАН,
109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

Поступила в редакцию 25.07.97 г.

На основании анализа таксономического состава планктонных фораминифер и изотопного состава кислорода в их раковинах в разрезе осадков в колонке V34-90, взятой на восточном склоне возвышенности АН СССР в юго-восточной части Охотского моря, прослежены и датированы радиоуглеродным методом основные климатические и гидрологические изменения в этом бассейне на протяжении последних 20000 лет. Выявлены периоды ледникового (20000–12 500 лет назад), дегляциации (12500–8000 лет назад) с хорошо выраженным событием похолодания (поздний дриас, около 10800 лет назад) и постдегляциации (последние 8000 лет).

Ключевые слова. Планктонные фораминиферы, ледниковье, дегляциация, постдегляциация, поздний дриас, изотопные события, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Детальные исследования прошлых климатических изменений в бассейнах высоких широт повысили требования к разрешаемости биостратиграфических шкал и точности датировок различных событий. Охотское море – мало изученный район с точки зрения детальной биостратиграфии и палеоэкологии. Хотя в литературе имеются некоторые материалы по микропалеонтологическим исследованиям современных и четвертичных осадков региона (Жузе, 1962; Саидова, 1961; Kurihara, 1968; Lipps, 1966), редкое опробование разрезов и малочисленность возрастных датировок ограничивали возможности для детального расчленения осадков, а также точной датировки и корреляции различных палеоклиматических и палеогидрологических событий.

Изученный разрез осадков V34-90 взят со склона возвышенности АН СССР в южной центральной области Охотского моря. Относительно высокие скорости аккумуляции осадков и частое опробование позволили реконструировать (с точностью до 1000 лет) изменения в составе ассоциаций планктонных фораминифер, а также условиях их обитания и накопления карбонатных раковин на дне. Полученный материал по распределению планктонных фораминифер сопоставлен с данными по изотопам кислорода и радиоуглеродными датировками по раковинам *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) sin.

ГИДРОЛОГИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Особенностью гидрологического режима Охотского моря является специфическая охотоморская водная масса (Морошкин, 1966), которая во многом определяет развитие микропланктона. В мае в результате весеннего прогрева происходит разделение поверхностных вод на поверхностную и охотоморскую водные массы. Последняя представлена холодным промежуточным слоем в интервале глубин от 30–40 до 150–200 м с отрицательными температурами и распространена по всему морю весной, летом и осенью. Температуры на меридиональном разрезе бассейна по 150° в.д. в районе возвышенности АН СССР следующие: в мае температура поверхностного слоя 0–200 м составляет 0–1°C; в августе слой до 30 м прогревается до 10–12°C, в то время как температура слоя от 30–40 до 200 м остается низкой (0–1°C). В осенне-зимнее время при остывании поверхностного слоя и усилении конвекции поверхностная водная масса исчезает и воды в интервале 0–200 м вновь становятся изотермальными.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Колонка V34-90 взята в 34 рейсе НИС “Вулканолаг” на юго-восточном склоне возвышенности АН СССР с глубины 1590 м (координаты: 48°49.9' с.ш., 150°27.6' з.д.) (рис. 1). Длина колонки составляет 333 см.

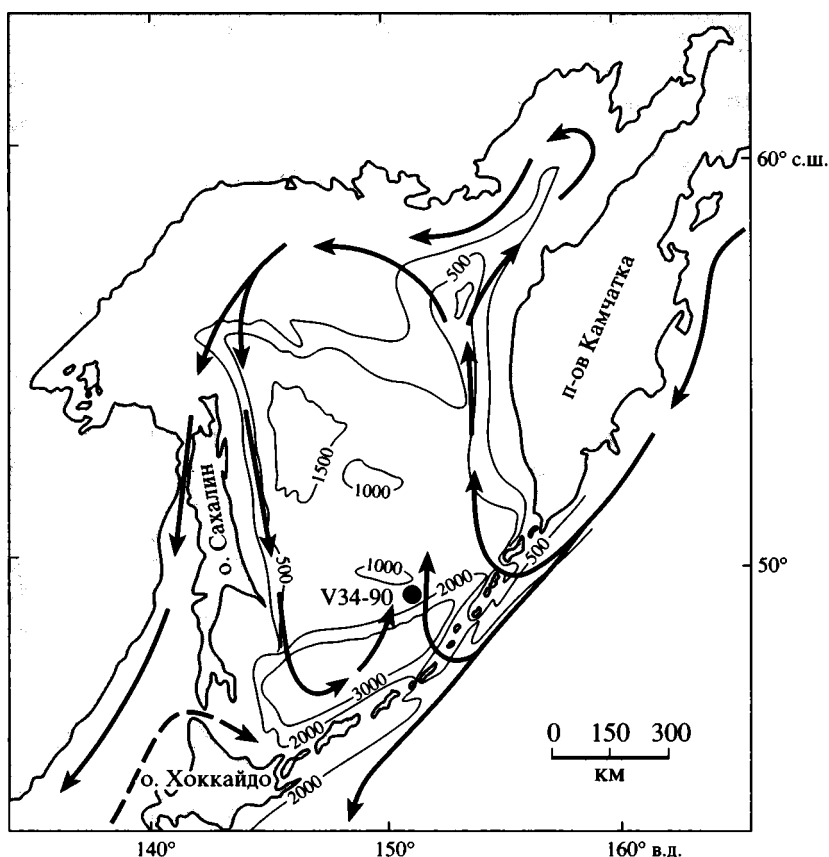


Рис. 1. Положение колонки V34-90 и современная поверхностная циркуляция в Охотском море. Сплошными стрелками показаны холодные течения, пунктирной – теплое.

Общая численность планктонных фораминифер и численность отдельных видов определялись для фракции больше 0.05 мм. Результаты приведены в пересчете на 1 грамм сухого осадка. Всего исследовано 35 образцов (таблица).

Планктонные фораминиферы встречены во всех изученных образцах, их концентрации колеблются от нескольких десятков до 7000 экз/г осадка. Общая численность планктонных фораминифер, численность видов *N. pachyderma* и *Globigerina*

Интервалы опробования, изотопный возраст осадков и основные количественные характеристики планктонных фораминифер в колонке V34-90

Глубина, см	Возраст, лет	Количество	<i>N. pachyderma</i>	<i>N. pach.</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>G. quinq.</i>	<i>G. uv.</i>	<i>G. scit.</i>	<i>G. glut.</i>
		экз/г	sin., %	dex, %	%	%	%	%	%
0–3	1000	46	94		2	2	2		
12		300	95		4	1			
20–23		130	92		5	3			
30–33		650	88		8	4	+		
40–43		140	91		4	5			
50–53	2170*	430	78	1	10	10		1	
60–63		190	91		7	1	1		
70–73		340	87		5	5	3		
80–82		110	87	3	8	1	1	1	

Таблица. Окончание

Глубина, см	Возраст, лет	Количество	N. pachyderma	N. pach.	G. bulloides	G. quinq.	G. uv.	G. scit.	G. glut.
		экз/г	sin., %	dex, %	%	%	%	%	%
90-93	3080*	1150	79		10	8	1		1
100-103		870	71		14	11	3		
110-113		360	79		15	4			
120-122	4000	3100	97		2	1	1	1	
130-132		4700	88	+	8	2	1		
140-142	6000	2480	93		4	1	+	1	1
150-152	7000?	1370	86	1	10	1	1		
160-162	8000	1570	73	1	24	1	+	+	+
170-172		2390	78	2	19	1			
174	8770*								
180-182		4600	65	+	34	1	+	+	
184	9230*								
194		1000	80		19	1	+		+
200-203		270	86	1	9	1		3	
204		40	94		5	1			
210-213		5440	70	+	28	2	+	+	
220-223	12180*	6940	62	2	30	5	+	1	
230-233		1860	82	5	10	3			
240-243	14000	1440	89	1	7	3			
250-253	15000	1190	85		11	3			
260-263	15950*	1280	79		17	3			
270-273		900	71	7	18	4			
280-283		900	66	1	31	2			
290-293		1550	80	1	16	2			
300-303	19830*	1600	80	2	15	3			
310-313		380	80	+	20	1			
320-323		430	87		11	1			
330-333		380	93		5	1			

Примечание. Знак + показывает содержание раковин.

bulloides d'Orbigny, а также относительное содержание отдельных видов в разрезе ст. V34-90 представлены в табл. 1 и на рис. 2.

Изотопный анализ кислорода в CaCO_3 раковин N. pachyderma, размером 0.25–0.1 мм выполнен в Тихоокеанском океанологическом институте ДВО РАН. Определения возраста проведены в Ливерморской национальной лаборатории (Калифорния, США) Джоном Соутоном методом ускорительной масс-спектрометрии (Горбаренко и др., 1998). Радиоуглеродные датировки по карбонату кальция раковин вида N. pachyderma, в табл. 1 вы-

деленные знаком – “*”, скорректированы по резервуарному фактору вычитанием 1100 лет (Southon et al., 1993).

ЛИТОЛОГИЯ

Колонка V34-90 взята на юге центральной части моря, где в донных осадках отмечены наиболее высокие содержания кремнезема. Разрез представлен однородными по гранулометрическому составу пелитовыми илами с содержанием фракции мельче 0.01 мм от 85% до 100%. Содер-

жание алевритовой фракции (0.1–0.01 мм) постепенно уменьшается от 10–15% в нижней части разреза до около 5% на уровне 160 см и менее 1% в верхних 110 см. В обломочных терригенных илах нижней половины разреза (интервал 333–140 см) суммарная биогенная составляющая (CaCO_3 и SiO_2) колеблется от 7 до 20%. Выше (140–115 см) следуют переходные осадки, в которых терригенный материал снизу вверх постепенно замещается биогенным, содержание которого составляет от 24 до 43% (от 20 до 35% SiO_2 и от 6 до 9% CaCO_3). Верхние 110 см сложены диатомовыми илами с содержанием SiO_2 40–55% и CaCO_3 3–8%. Содержание CaCO_3 меняется по всему разрезу от менее 1 до около 9%, его наиболее высокие значения отмечены в интервалах 220–210 (5–6%), 190–185 (7.2–9.2%), 140–115 см (до 9%) и на глубине 40 см (8%). Концентрации $C_{\text{орг}}$ меняются по разрезу от 0.4 до 0.8% в нижней части разреза (интервал 333–220 см) и от 0.5 до 1.5% в его верхней части (рис. 3).

АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР

Планктонные фораминиферы в разрезе представлены в основном полярным видом *N. pachyderma* sin., значительно также содержание субполярного вида *G. bulloides*. Соотношение этих двух видов, содержание вида *Globigerinita quinqueloba* (Natland), а также общая численность планктонных фораминифер и распределение видов *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerinita glutinata* (Egger) и *Globigerinita uvula* (Ehrenberg) явились основными характеристиками для палеоокеанологических интерпретаций.

На основании изменений изотопно-кислородного состава раковин *N. pachyderma* sin. и радиоуглеродных датировок по раковинам этого вида в разрезе колонки V34-90 выделены гляциальные (333–224 см), дегляциальные (224–160 см) и постдегляциальные (160–0 см) осадки.

В ледниковых терригенных осадках нижней части разреза (333–224 см) полярный вид *N. pachyderma*

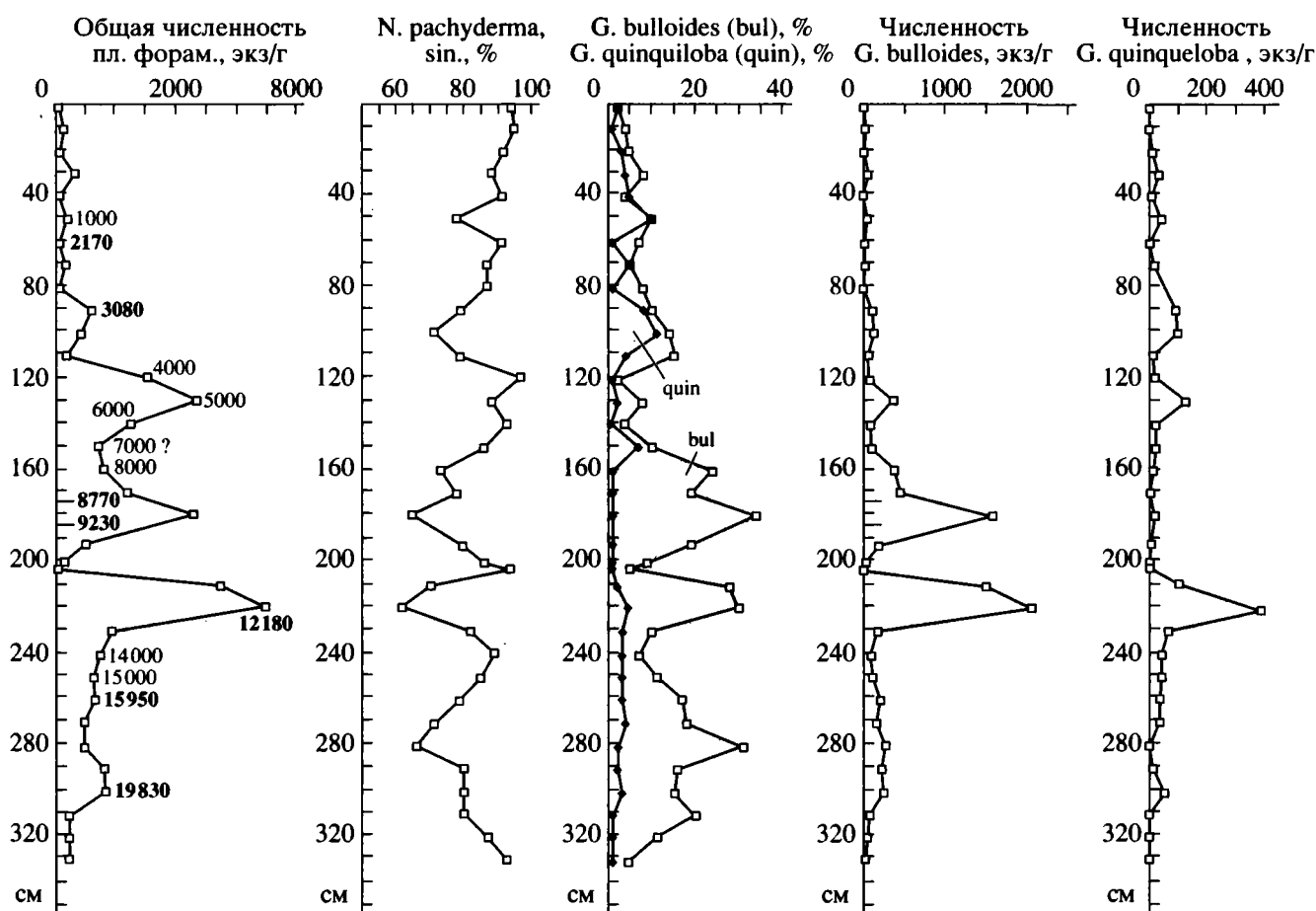


Рис. 2. Изменения общей численности раковин планктонных фораминифер, численности видов *G. bulloides* и *G. quinqueloba* и процентного содержания *N. pachyderma*, *G. bulloides* и *G. quinqueloba* в осадках колонки V34-90. Цифрами в левой колонке показан возраст осадков (лет), определенный по ^{14}C в раковинах *N. pachyderma* sin. (жирный шрифт) и интерполированный (обычный шрифт).

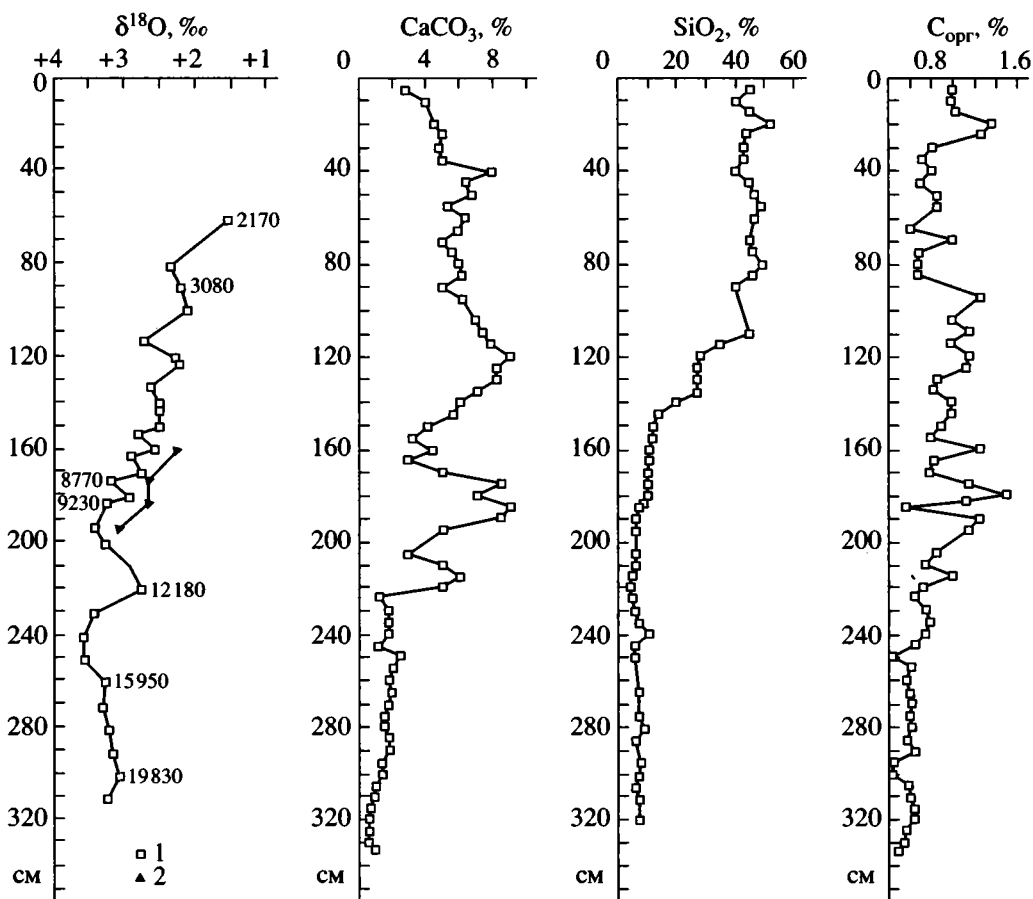


Рис. 3. Изменения по разрезу колонки V34-90 $\delta^{18}\text{O}$ (‰) в раковинах *N. pachyderma sin.* (1) и *G. bulloides* (2), и содержания карбоната кальция (CaCO_3), аморфного кремнезема (SiO_2) и органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в процентах в пересчете на вес сухого осадка. Цифрами в левой колонке показан радиоуглеродный возраст, определенный по ^{14}C в раковинах *N. pachyderma sin.* (Горбаренко и др., 1998).

ma sin. составляет 71–93%, относительно высоко также содержание раковин *G. bulloides* (7–20%); в подчиненном количестве присутствуют раковины *G. quinqueloba* (1–2%) и *N. pachyderma dex.* (от менее 1 до 7%).

В осадках этого интервала содержание субполярного вида *G. bulloides* и относительно тепловодной правозавитой разновидности *N. pachyderma* испытывает значительные колебания. Выделяются, в частности, слои 283–280 см и 273–270 см, в которых содержание *G. bulloides* достигает 31 и 18% соответственно. Здесь же в комплексе присутствует тепловодная правозавитая *N. pachyderma*, содержание которой достигает максимальных для всего разреза значений (7%). Увеличение процентного содержания этих видов, возможно, отражает слабо выраженное событие потепления около 17000 лет назад (л. н.) (Peteet et al., 1992). Осадки в интервале 253–240 см характеризуются уменьшением в два-три раза содержания *G. bulloides* и доли (до полного исчезновения) *N. pachyderma dex.*, что является, вероятно, реакцией на

максимум ледниковых условий 15 000–14 000 л. н., отразившихся в самых высоких значениях $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 3).

По абсолютным концентрациям планктонных фораминифер и содержанию CaCO_3 разрез гляциальных отложений делится на две части. Осадки нижней части (333–310 см) с содержанием CaCO_3 менее 1% и низкими абсолютными концентрациями раковин фораминифер (380–430 экз/г осадка) со следами растворения сформировались ранее 20000 лет назад. В верхней части ледниковых отложений (303–223 см) с возрастом 20000–13000 лет абсолютная численность раковин планктонных фораминифер повышается до 900–1860 экз/г осадка и содержание CaCO_3 до 1–2%. При этом количество фрагментов раковин в отложениях ледникового невысокое, что свидетельствует о низкой степени агрессивности вод по отношению к карбонату кальция. В целом низкое содержание в осадках ледникового CaCO_3 , SiO_2 и $C_{\text{орг}}$ (менее 2, 10 и 0.8% соответственно) указывает на низкую продуктивность поверхностных вод и значи-

тельное терригенное разбавление в это время. Средняя скорость осадконакопления составляла 10.3–10.6 см/тыс. лет (рис. 4).

Терригенные осадки средней части разреза (223–160 см), отвечающие стадии дегляциации (12500–8000 л.н.), характеризуются увеличением разнообразия ассоциации планктонных фораминифер до семи видов за счет появления в небольшом количестве раковин видов *G. scitula*, *G. glutinata* и *G. uvula*. В этом интервале также заметно возрастает роль субполярного вида *G. bulloides*, содержание раковин которого увеличивается до 20–30%. Общая численность раковин фораминифер достигает максимальных значений (до 6940 экз/г осадка) с одновременным общим увеличением карбонатности осадков.

В этой части разреза отчетливо выделяются три интервала, характеризующиеся заметными изменениями в ассоциации фораминифер и изотопных характеристиках раковин. Интервал 223–210 см с высокими значениями абсолютной численности раковин фораминифер и доминированием видов *N. pachyderma sin.*, *G. bulloides* и *G. quinqueloba*, совпадает с четко выраженным отрицательным сдвигом значений $\delta^{18}\text{O}$ и отвечает первой фазе таяния покровных ледников, или терминации 1А (Горбаренко и др., 1998). Здесь впервые появляются раковины видов *Globigerinita uvula* и *Globorotalia scitula*. В осадках слоя 223–220 см, возраст которых составляет 12180 лет, отмечено максимальное для всего разреза значение общей численности (6940 экз/г осадка) при содержании CaCO_3 около 5%. Содержание $C_{\text{орг}}$ здесь остается таким же низким, как и в осадках ледниковья. В слое 213–210 см численность несколько снижается при одновременном повышении содержания $C_{\text{орг}}$ до 1%, а также CaCO_3 до 6% за счет увеличения в осадках фрагментов раковин фораминифер, что указывает на некоторое усиление процессов растворения. Таким образом, появление признаков заметного растворения карбонатных раковин несколько запаздывает по отношению к началу дегляциации.

Резкое падение численности планктонных фораминифер (до 40–270 экз/г осадка) отмечается в слое 200–204 см. Оно сопровождается таким же резким падением содержания в осадке CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$, что указывает на общее снижение продуктивности в поверхностных водах. Объяснение этому факту, вероятно, следует искать в значительном понижении температуры поверхностных вод после первой фазы таяния ледников. На кривой изменений изотопного состава кислорода в раковинах *N. pachyderma* этот интервал отмечен наиболее высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (около +3.8‰) за весь период дегляциации (рис. 3). Понижение температуры поверхностных вод подтверждается также сокращением в несколько раз доли субполярного вида *G. bulloides* и практически полным исчезновением из ассоциации относительно теп-

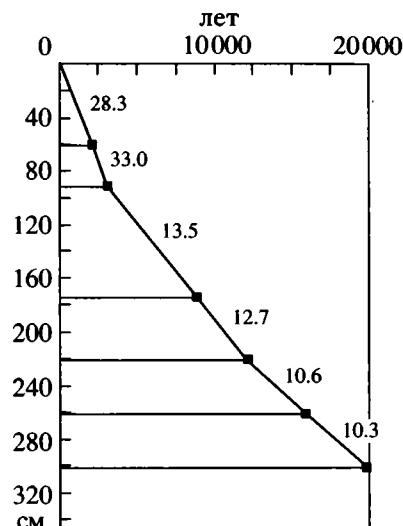


Рис. 4. Изменение средних скоростей осадконакопления в изученном районе на протяжении последних 20000 лет (см/тыс. лет).

ловодных *N. pachyderma dex.* и *G. quinqueloba*. Сохранность раковин фораминифер плохая: они часто разъеденные, хрупкие, обломанные; отмечается много фрагментов. Плохая сохранность фораминифер позволяет предполагать, что падение их общей численности и содержания CaCO_3 в осадках могло быть связано, наравне с уменьшением продуктивности, с усилением процессов растворения на дне. По времени накопления осадков этого интервала, имеющих возраст около 10800 лет (Горбаренко и др., 1998), совпадает с событием поздний дриас, хотя датировки последнего у разных исследователей несколько расходятся. Это климатическое событие проявилось во многих районах северного полушария и в частности в Северотихоокеанском регионе (Keigwin, 1987; Keigwin et al., 1992; Kennett, 1995; Kennett, Ingram, 1995; Kennett, Venz, 1995; Zahn et al., 1991; и др.), а также в Новой Зеландии (Broecker, 1997).

Интервал 195–160 см с более плавным уменьшением значений $\delta^{18}\text{O}$, который соответствует второй фазе дегляциации, или терминации 1В (Горбаренко и др., 1998) характеризуется высокой абсолютной численностью (до 4600 экз/г) при резком доминировании видов *N. pachyderma sin.* и *G. bulloides*. В осадке отмечены максимальные содержания CaCO_3 и $C_{\text{орг}}$, соответственно до 9.2 и 1.5%. Возраст слоя 184–174 см, по-видимому, отвечающего времени интенсивного проявления этого события, 9230–8770 лет.

В конце этого события (слой 172–160 см) численность фораминифер и содержание CaCO_3 уменьшаются с одновременным заметным возрастанием количества фрагментов раковин, что свидетельствует о явном повышении агрессивности вод в это время. Растворение карбоната каль-

ция на дне было более активным в течение всей второй фазы таяния льда по сравнению с первой, особенно в конце второй фазы, около 8000 л. н. Рост интенсивности растворения раковин фораминифер в течение обеих фаз таяния льдов, вероятно, объясняется постепенным увеличением биопродуктивности поверхностных вод и, соответственно, повышением в осадках концентраций органического вещества.

В целом, в осадках интервала 223–160 см, соответствующего двум фазам дегляциации, численность раковин планктонных фораминифер выше, чем в осадках ледникового. Изменение концентраций планктонных фораминифер в отложениях ледникового и дегляциации на фоне преимущественно терригенного осадконакопления отражает скорее изменение продуктивности поверхностных вод, чем влияние процессов растворения раковин на дне; последние лишь несколько нарушали общую тенденцию. Рост численности раковин фораминифер в осадках дегляциации по сравнению с таковой в отложениях ледникового на фоне некоторого увеличения значений средних скоростей осадконакопления с 10.5 см/тыс. лет в ледниковые до 13.5 см/тыс. лет в течение дегляциации (рис. 4), т.е. на фоне усиления эффекта разбавления, также указывает на ведущую роль продуктивности фораминифер в поверхностных водах, в изменении численности их раковин в осадках.

Ассоциация планктонных фораминифер постдегляциальных илов верхней части разреза (160–0 см) характеризуется меньшим содержанием субполярного вида *G. bulloides*, который составляет от 10–15 до 2–8% от общей численности раковин фораминифер, и большей степенью доминирования *N. pachyderma sin.*

Наиболее обильная ассоциация отмечена в интервале 132–120 см, где она представлена в основном видом *N. pachyderma sin.* (выделяется пик численности только этого вида). Максимальные концентрации CaCO_3 (7–9%) приходятся на интервал 135–103 см. При этом они остаются высокими даже при снижении общей численности раковин фораминифер в осадках верхней части этого интервала.

Ассоциация планктонных фораминифер диатомовых илов интервала 110–0 см, отвечающих последним 4000 лет, выделяется наряду с низким содержанием вида *G. bulloides* (4–15%), максимальным для всего изученного разреза содержанием вида *G. quinqueloba*, от 1–3% до 4–15%. Фауна имеет холодноводный облик, что отражено в самых высоких относительных концентрациях *N. pachyderma sin.* Ассоциация характеризуется самой низкой численностью планктонных фораминифер по сравнению с подстилающими терригенными и переходными илами последнего ледникового и дегляциации. Стенки раковин хрупкие, много частично

разрушенных растворением экземпляров. Количество целых раковин здесь либо близко к тому, что наблюдается в терригенных ледниковых илах, либо в несколько раз меньше. Низкая численность планктонных фораминифер, несомненно, связана с интенсификацией процессов растворения на дне в это время. Это подтверждается тем, что, несмотря на увеличение скоростей осадконакопления, которые выросли в сравнении с ледниковым и дегляциацией в два-три раза (до 27–33 см/тыс. лет), содержание CaCO_3 в осадках остается высоким (5–8%). Увеличение темпов осадконакопления происходит за счет резкого роста продуктивности кремневого микропланктона в поверхностных водах. Содержание аморфного кремнезема в осадках интервала 110–0 см колеблется от 40 до 55%, $C_{\text{орг}}$ от 0.5 до 1.4% (рис. 2, 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Проведенный анализ изменений таксономического состава планктонных фораминифер и изотопного состава их раковин в разрезе осадков в колонке V34-90, взятой на восточном склоне возвышенности АН СССР в юго-восточной части Охотского моря, позволил выявить важнейшие климатические события, имевшие здесь место в последние 20 тыс. лет – ледниковые (20000–12500 л. н.), дегляциация (12500–8000 л. н.) с хорошо выраженным похолоданием (поздний дриас, около 10800 л. н.) и постдегляциация (последние 8000 лет).

В ледниковые (около 20000–12500 л. н.) поверхностные воды Охотского моря были заселены обедненной ассоциацией планктонных фораминифер, которая включала всего три вида: *N. pachyderma sin.*, составлявший основную часть ассоциации (71–93%), *G. bulloides*, *G. quinqueloba* и правую разновидность *N. pachyderma*. В интервале приблизительно 15–14 тыс. лет содержание субполярного вида *G. bulloides* уменьшается в два-три раза, а *N. pachyderma dex.* полностью исчезает, что является отражением максимального развития оледенения. Это подтверждается также самыми высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, которые достигают здесь 3.5%. Некоторое увеличение относительного содержания этих видов, отмеченное в интервале 270–273 см (до 31 и 7% соответственно), отвечает, вероятно, некоторому потеплению, которое, однако, не нашло отражения на изотопной кривой (рис. 3).

Хорошая, в целом, сохранность раковин планктонных фораминифер и незначительное количество их фрагментов в осадках ледникового при относительно невысоких их концентрациях и минимальных для всего разреза содержаниях CaCO_3 свидетельствуют о слабом влиянии процессов растворения на дне в это время.

Лучшая сохранность карбонатных раковин планктонных фораминифер в осадках ледникового по сравнению с постгляциальным периодом в изученном районе связана, вероятно, с различиями в химических свойствах придонной воды. Увеличение содержания CaCO_3 в плейстоценовых осадках океанов в ледниковые периоды и его уменьшение в межледниковья было замечено давно (Arrhenius, 1952), однако о причинах такой цикличности в его колебаниях до сих пор ведутся дискуссии. В настоящее время преобладает точка зрения, что колебания содержания карбоната кальция в осадках связаны главным образом с изменением в свойствах придонных вод, в то время как изменения в продуктивности карбонатного планктона в поверхностных водах играют второстепенную, хотя и важную роль (Chuey et al., 1987; Hovan and Rea, 1991; Keigwin et al., 1992).

В настоящее время в северо-восточный район Охотского моря направлен основной поток теплового глубинного течения, которое проникает сюда через пролив Крузенштерна. В районе станции распространена теплая ($1.8\text{--}2.3^\circ\text{C}$) тихоокеанская водная масса с минимальными концентрациями кислорода ($2.0\text{--}2.1$ мл/л), которая характеризуется повышенной агрессивностью по отношению к карбонату кальция.

Исследованиями последних лет установлено, что гидрологический режим в Северной Пацифике во время последнего оледенения и постледникового различался, хотя эти различия были не столь значительными, как в Северной Атлантике (Zahn et al., 1991).

По некоторым данным (Keigwin, 1987; Zahn, 1991), во время последнего ледникового в северной части Тихого океана не происходило формирования, как это наблюдается в Северной Атлантике, глубинной, обедненной биогенными веществами воды. Вместе с тем имеются свидетельства существования в этом регионе обедненных биогенными элементами и богатыми кислородом промежуточных вод в интервале глубин $700\text{--}2600$ м, которые могли формироваться где-то в северной части Тихого океана (Duplessy et al., 1988). Не исключено, что эти воды могли поступать из океана в Охотское море через проливы с глубиной до 2000 м, т.е. близкой к глубинам распространения промежуточных вод, и обеспечивать лучшую сохранность известковых раковин в ледниковье. Существует также точка зрения, что, напротив, само Охотское море во время последнего ледникового могло быть источником подобных вод, которые участвовали в формировании промежуточной водной массы Северной Пацифики (см., например, Zahn et al., 1991).

Период дегляциации (приблизительно $12500\text{--}8000$ лет назад) отмечен перестройкой гидрологического режима в Охотском море, захватившей

как поверхностные, так и придонные воды. Начало дегляциации отмечено увеличением общей численности и видового разнообразия ассоциации фораминифер, которая характеризуется относительно более теплопроводным составом по сравнению с ледниковой. Это подтверждается некоторым увеличением доли субполярного вида *G. bulloides*, а также появлением не встреченных в ледниковых осадках *Globigerinita uvula*, *G. glutinata* и *Globorotalia scitula*. В интервале разреза, отвечающего периоду дегляциации, выделяются два пика численности раковин и наибольших концентраций CaCO_3 , которые совпадают с отрицательными сдвигами значений $\delta^{18}\text{O}$ и отвечают двум ступеням дегляциации T1АСП и T1ВСП (Горбаренко и др., 1998).

Скорости накопления терригенных пелитовых илов в период дегляциации были близки к таковым ледниковья (соответственно 13.0 и 10.5 см/тыс. лет). Это свидетельствует, что существенных изменений в степени разбавления раковинного материала терригенными компонентами в течение периода дегляциации не происходило.

Уже в начале дегляциации увеличивается интенсивность растворения карбоната кальция на дне, что нашло отражение в обилии фрагментов раковин. В течение всего переходного периода растворение карбонатных раковин было существенно более интенсивным, чем в ледниковье. Численность целых раковин в осадках дегляциации увеличилась всего в $2\text{--}3$ раза по сравнению с их численностью в осадках ледниковья, в то время как содержание CaCO_3 возросло в $4\text{--}5$ раз за счет увеличения количества фрагментов раковин (рис. 3, 4). Это указывает на то, что придонные воды Охотского моря в это время также характеризовались повышенной агрессивностью по отношению к карбонату кальция.

Вариации в численности планктонных фораминифер и содержании в осадках CaCO_3 могли быть обусловлены изменениями в продуктивности карбонатного планктона в поверхностных водах, интенсивности процессов растворения на дне и в скорости осадконакопления. Учитывая, что скорости осадконакопления в период дегляциации увеличились по сравнению с ледниковьем незначительно, а содержание CaCO_3 в осадках, несмотря на интенсивное растворение, возросло многократно, увеличение численности планктонных фораминифер было обусловлено ростом их продуктивности в поверхностных водах. Это, в целом, подтверждается изменениями в содержании в осадках $S_{\text{орг}}$. Наиболее низкую продуктивность в период дегляциации планктонные фораминиферы имели во время события поздний дриас, когда в осадках одновременно снижались как общая численность раковин, так и содержание CaCO_3 .

Появление в начале дегляциации (12180 л. н.) видов *Globigerinita uvula* и *Globorotalia scitula*, а несколько позже *Globigerinita glutinata*, возможно, связано с их проникновением в это время через проливы с водами течения Ойасио из Тихого океана. В осадках ледниковья эти виды не встречены даже в слоях с достаточно высокой общей численностью, так что их отсутствие здесь вряд ли можно объяснить влиянием растворения. Во время оледенения северные границы ареалов этих видов, по-видимому, простирались в океане южнее распространения Восточно-Камчатского течения и течения Ойасио в северо-западной части Тихого океана. Изучение разрезов субарктического района Тихого океана показало, что в последнее ледниковье система циркуляции субарктического круговорота, частью которого было течение Ойасио, существенно отличалась от современной и границы ареалов обитания относительно тепловодных видов планктонных фораминифер смещались к югу (Thompson, Shackleton, 1980). В настоящее время вид *G. uvula* широко распространен в субарктической области Тихого океана, образуя максимальные концентрации в водах северо-западной части, вблизи Курильских островов. Вид *G. glutinata* также встречается в этом районе. В начале дегляциации, вероятно, границы ареалов этих видов переместились к северу, и они с океанскими водами проникли в Охотское море.

Вид *G. scitula* в северных высоких широтах Тихого океана в настоящее время известен только из его северо-восточной части (Bradshaw, 1959). Сведений о присутствии этого вида в водах северо-западной части Тихого океана в литературе нет. Поэтому определенно говорить о его проникновении с началом дегляциации в Охотское море из Тихого океана через Курильские проливы вместе с двумя другими видами пока нельзя. Возможно, появление вида *G. scitula* здесь связано с его миграцией из Японского моря после установления связи этого бассейна с Охотским морем через пролив Соя 13800 л. н. (Беляева, Бурмистрова, 1997) или 12180 л. н. с учетом резервуарного эффекта.

В течение постдегляциального периода (последние 8000 лет) продолжалась трансформация гидрологического режима Охотского моря, которая в конечном итоге привела к становлению здесь современной структуры водных масс. Состав ассоциации планктонных в целом не претерпевает существенных изменений по сравнению с периодом дегляциации. Как и прежде, в ней преобладает левозавернутая разновидность *Neoglobobulimina pachyderma*. В подчиненном количестве присутствуют *Globigerina bulloides* и *Globigerinita quinqueloba*; редко встречаются также *G. uvula*, *G. glutinata*, *Globorotalia scitula* и правозавитая *N. pachyderma* (таблица).

Начало этого периода отмечено пиком численности раковин планктонных фораминифер и содержания CaCO_3 в осадках, а также незначительным отрицательным сдвигом $\delta^{18}\text{O}$ (0.5‰). Этот пик по времени (7000–5000 л. н.) совпадает с третьим, слабо выраженным изотопным событием T1СП (Горбаренко и др., 1998) и климатическим оптимумом, который установлен по палинологическим данным на о-ве Хоккайдо (Tsukada, 1988) и в разрезе осадков Охотского моря на ст. V32-161 на поднятии АН СССР (Morley et al., 1991).

В осадках интервала 142–120 см, отвечающих этому событию, резко (в два-три раза) уменьшается относительное содержание субполярного вида *Globigerina bulloides*, оставаясь низким и в последующий период, вплоть до настоящего времени. Одновременно практически полностью исчезает правозавитая форма *N. pachyderma*, которая до этого постоянно, хотя и в небольшом количестве, присутствовала в осадках ледниковья и дегляциации. За счет этого ассоциация планктонных фораминифер приобретает относительно более холодноводный облик по сравнению с предшествующими периодами ледниковья и дегляциации. Причина этого кроется, вероятно, в особенностях структуры поверхностных водных масс Охотского моря, которая, как предполагается, была близка современной (Morley et al., 1991).

Сравнение изотопно-кислородных характеристик карбоната раковин планктонных видов *N. pachyderma* sin. и *G. bulloides* и их распределения в современных водах северной субполярной части Тихого океана (Reynolds, Thunell, 1985; Sautter, Thunell, 1989) позволяют предполагать, что холодноводный облик ассоциации планктонных фораминифер с низким содержанием *G. bulloides* в осадках последних 8000 лет связан с развитием температурного минимума в Охотском море. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах *G. bulloides* на 0.5‰ меньше, чем в раковинах *N. pachyderma* sin. Такое различие свидетельствует, вероятно, о том, что формирование основной массы карбонатного материала раковин у этих видов происходило в разных условиях. Основная масса карбоната кальция у *G. bulloides* секретируется в более теплых и менее соленых, по сравнению с *N. pachyderma*, водах.

Как было установлено (Reynolds, Thunell, 1985), максимальная продуктивность вида *G. bulloides* в водах северо-восточной высокоширотной части Тихого океана приходится на май – начало июня. Таким образом, период размножения у этого вида в Охотском море совпадает с самым началом летнего прогрева поверхностных вод и появления их термической стратификации с разделением на поверхностную и охотоморскую водные массы. Максимального развития этот процесс достигает в августе. В это время здесь образуется

мелководный температурный минимум с высокими плотностным и температурным градиентами. Поверхностные воды при этом достаточно прогреваются лишь до глубин около 30 м, в то время как ниже этой глубины температуры остаются близкими к зимним (около 0°C или ниже). Как показало изучение распределения планктонных организмов в столбе воды, биомасса планктона на глубинах более 25 м резко убывает (Морошкин, 1966). Вероятно, именно эти особенности сезонных колебаний температур поверхностного слоя в Охотском море и несовпадение с ними периода максимальной репродукционной активности *G. bulloides* (и, возможно, *N. pachyderma* dex.) оказывают неблагоприятное воздействие на развитие здесь этого вида, что нашло отражение в уменьшении его относительной численности в осадках постдегляциального периода.

В отличие от современной структуры водных масс, которая, как упоминалось, была характерна для всего периода постдегляциации, поверхностная водная масса в ледниковые и во время дегляциации, очевидно, имела более низкую весенне-летнюю температуру. Это увеличивало вероятность ее вертикального перемешивания и могло приводить к ослаблению или даже исчезновению температурного минимума, что создавало более благоприятные условия для развития таких видов, как *G. bulloides* и *N. pachyderma* dex.

В то же время на развитии таких видов, как *N. pachyderma* sin. и *G. quinqueloba*, которые предпочитают холодные, хорошо перемешанные воды, эти изменения, вероятно, никак не отражаются. Исследованиями в высоких широтах Тихого океана (Reinolds, Thunell, 1985) было показано, что максимальная продуктивность этих видов здесь приходится на весну (апрель–май), когда поверхностные воды наиболее холодные и изотермальные.

Хотя численность раковин планктонных фораминифер в осадках постдегляциации по сравнению с дегляциацией и даже ледниковьем уменьшается (рис. 2), их продуктивность была, вероятно, достаточно высокой, что подтверждается общим высоким содержанием в осадках CaCO_3 . Уменьшение же численности связано прежде всего с интенсивным растворением раковин и резким увеличением в это время темпов осадконакопления за счет поступления на дно биогенного кремнезема, что приводило к механическому разбавлению раковин фораминифер.

Современная структура водных масс в Охотском море существует, вероятно, на протяжении последних 4000 лет. Это время характеризуется постоянной высокой продуктивностью кремневого фитопланктона и, соответственно, самыми высокими содержаниями в осадках аморфного кремнезема, которые колеблются по разрезу в

пределах 30–40%. Ассоциация планктонных фораминифер этого периода характеризуется самым высоким относительным содержанием вида *G. quinqueloba*, наибольшей степенью доминирования раковин *N. pachyderma* sin. и практически полным отсутствием относительно тепловодных видов *G. scitula* и *G. glutinata*. Судя по плохой сохранности раковин фораминифер и их многочисленным фрагментам, процессы растворения были наиболее интенсивными за всю рассматриваемую историю Охотского моря. Это могло быть связано как с особенностями собственно гидрологического режима на дне, так и с повышенным содержанием в осадках постдегляциации органического вещества за счет накопления органо-генных илов, при окислении которого концентрации растворенного кислорода в воде понижались, увеличивая ее агрессивность по отношению к карбонату кальция.

Последледниковые изменения в гидрологической структуре Охотского моря отразились также на скорости и характере осадконакопления в целом. На протяжении рассматриваемых 20000 лет средние скорости осадконакопления в районе исследований непрерывно увеличивались. При этом, если до рубежа 4000 лет они возрастали постепенно от 10.5 см/тыс. лет в ледниковые до 13.5 см/тыс. лет во время дегляциации и до 14.5 см/тыс. лет в начале постдегляциального периода, то последние 4000 лет колебались от 28.3 см/тыс. лет до 33 см/тыс. лет (рис. 4). На протяжении ледниковья и дегляциации осадки в основном формировались за счет поступления терригенного главным образом глинистого материала. Биогенный карбонатный и кремневый материал в осадках этого времени в сумме не превышает 10–15%. В постдегляциальный период, начиная с рубежа около 6000 лет, характер осадконакопления в Охотском море резко меняется за счет массового поступления на дно биогенного кремнезема. Содержание SiO_2 в осадках этого времени (интервал 0–130 см) колеблется от 25 до 50%. Учитывая, что содержание биогенного (карбонатного и кремневого) материала в изученном разрезе увеличивалась синхронно с ростом темпов осадконакопления от менее 10% в осадках ледниковья до 20% во время дегляциации и до 55% и более в постдегляциальный период, поступление терригенного материала на протяжении всего рассматриваемого отрезка времени, вероятно, не испытывало значительных изменений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ количественных и качественных изменений ассоциаций планктонных фораминифер в верхнеплейстоценовых–голоценовых осадках Охотского моря, изотопного состава их раковин и абсолютные радиоуглеродные датировки позво-

лили проследить историю климатических и гидрологических изменений на протяжении последних 20000 лет. Последовательность основных событий представляется в следующем виде:

1. Период 20000–12500 лет, отмеченный самыми высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и отвечающий ледниковью, в Охотском море характеризовался развитием холодноводной ассоциации планктонных фораминифер, состоящей всего из трех видов (лево- и правозавитые формы *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinita quinqueloba*). Наиболее низкие температуры поверхностных вод приходились на период 14000–15000 лет. Судя по низкой численности фораминифер и минимальным содержаниям в осадках CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$, продуктивность карбонатного и кремневого планктона была самой низкой за всю рассматриваемую историю. Хорошая сохранность раковин фораминифер при низком содержании CaCO_3 свидетельствует о слабой интенсивности процессов растворения.

2. Во время дегляциации (12500–7000 лет) ассоциация планктонных фораминифер достигла максимального разнообразия (семь видов) за счет появления относительно тепловодных видов *Globorotalia scitula*, *Globigerinita uvula* и *G. glutinata*, которые могли иммигрировать либо из Тихого океана через курильские проливы, либо из Японского моря через открывшийся около 12180 лет назад пролив Соя (Беляева, Бурмистрова, 1997). На изотопной кривой отчетливо фиксируются два отрицательных сдвига значений $\delta^{18}\text{O}$, отвечающих потеплениям (события T1ACSP и T1BCSP), которые проявились также в увеличении численности раковин фораминифер и содержания CaCO_3 в осадках. Эти события разделены интервалом с положительным сдвигом $\delta^{18}\text{O}$ на 1‰, который по времени совпадает с событием поздний дриас около 10800 лет назад (Горбаренко и др., 1998). Начало дегляциации отмечено также заметным усилением процессов растворения, что свидетельствует о заполнении котловины Охотского моря молодой водой, формировавшейся либо в промежуточном слое в Северной Пацифике (Duplessy et al., 1988), либо, возможно, в самом Охотском море (Zahn et al., 1991).

3. В течение постдегляциального периода (последние 8000 лет) продолжалась трансформация гидрологического режима Охотского моря, начавшаяся в период дегляциации и приведшая около 4000 лет назад к становлению современной структуры водных масс с отчетливой весенне-летней стратификацией поверхностных вод и хорошо выраженным температурным минимумом. Это привело к резкому росту продуктивности кремневого планктона и поступлению на дно больших масс биогенного кремнезема, что обусловило более чем двукратное увеличение скорости осадконакопления. Ассоциация планктонных

фораминифер в этот период имела относительно холодноводный характер за счет максимальной степени доминирования *N. pachyderma* sin. и снижения роли *G. bulloides*. Уменьшение относительного содержания раковин последнего вида, который обитает в приповерхностных условиях, обусловлено, вероятно, несовпадением периодов его размножения с сезонным прогревом поверхностных вод в Охотском море. В первой половине постдегляциального периода (около 6000 л. н.) отмечен хорошо выраженный пик численности планктонных фораминифер (и отрицательный сдвиг значений $\delta^{18}\text{O}$), который совпадает с изотопным событием, выявленным здесь ранее (Горбаренко и др., 1998), и климатическим оптимумом, установленным по палинологическим данным на о-ве Хоккайдо (Tsukada, 1988) и в Охотском море (Morley et al., 1991). Постдегляциальный период отмечен дальнейшим усилением процессов растворения карбоната кальция на дне, достигших максимума в последние 4000 лет, что нашло отражение в плохой сохранности раковин планктонных фораминифер при сохранении их высокой продуктивности в поверхностном слое и высоком содержании CaCO_3 в осадках.

Мы выражаем искреннюю благодарность С.А. Горбаренко за предоставленные материалы. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 96-05-66269 и 97-05-64924).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. К палеогеографии Охотского моря в последние 60 тыс. лет // Океанология. 1997. Т. 37. № 3. С. 432–440.
- Горбаренко С.А., Чеховская М.П., Соутон Дж.Р. О палеосреде центральной части Охотского моря во время последнего оледенения и голоцена // Океанология. 1998. Т. 38. С. 305–308.
- Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 258 с.
- Морошкин К.В. Водные массы Охотского моря. М.: Наука, 1966. 67 с.
- Саидова Х.М. Экология и палеогеография Дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 263 с.
- Arrhenius G. Sediment cores from the east Pacific: Properties of the sediments // Rep. of the Swedish Dep-Sea Expedition 1947–1948. 1952. Pt. 1. P. 1–228.
- Bradshaw J.S. Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific ocean // Contrib. Cush. Found. Foram. res. 1959. V. X. Part 2. P. 25–64.
- Broecker W. Will our ride into the greenhouse future be a smooth one? // GSA Today. 1997. V. 7. № 5. P. 1–6.
- Chuey J.M., Rea D.K., Pisias N.G. Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: a quantitative record of eolian and carbonate deposition // Quaternary Res. 1987. V. 28. P. 323–339.

- Duplessy J.C., Shackleton N.J., Fairbanks R.G. et al.* Deep-water source variation during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation // *Paleoceanography*. 1988. V. 3. № 3. P. 317–341.
- Hovan S.A., Rea D.K., Pisias N.G.* Late Pleistocene continental climate and oceanic variability recorded in the North-west Pacific sediments // *Paleoceanography*. 1991. V. 6. № 3. P. 349–370.
- Keigwin L.D.* North Pacific deep water formation during the latest glaciation // *Nature*. 1987. № 330. P. 362–364.
- Keigwin L.D., Jones G.A., Froelich P.N.* A 15 000-year paleoenvironmental record from Meiji Seamount, far north-western Pacific // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1992. № 111. P. 425–440.
- Kennett J.P., Ingram B.L.* A 20000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin // *Nature*. 1995. V. 377. P. 510–514.
- Kennett J.P., Venz K.* Late Quaternary climatically related planktonic foraminiferal assemblage changes: Hole 893A, Santa Barbara Basin, California // *Proceedings of the Ocean Drilling Program / Kennett J.P., Baldauf J.G. and Lyle M. (eds). College Station: Ocean Drilling Program*. 1995. V. 146. Pt. 2. P. 281–293.
- Kurihara K.* Planktonic Foraminifera of Piston Cores from the Kurile Basin, the Sea of Okhotsk // *St. Paul's Review of Science*. 1968. V. 4. № 3. P. 65–77.
- Lipps J.Y., Warme J.E.* Planktonic foraminiferal biofacies in the Okhotsk Sea // *Contrib. Cush. Found. Foram. Res.* 1966. V. XVII. Part 4. P. 125–134.
- Morley J.J., Heusser L.E., Shackleton N.J.* Late Pleistocene/Holocene radiolarin and pollen records from sediments in the Sea of Okhotsk // *Paleoceanography*. 1991. V. 6. № 1. P. 121–131.
- Peteet D., Rind D., Kukla G.* Wisconsinan icesheet initiation: Milankovitch forcing, paleoclimatic data, and global climate modeling // *Geol. Soc. Amer.* 1992. Spec. Paper 270. P. 53–69.
- Reynolds L.A., Thunell R.C.* Seasonal succession of planktonic foraminifera in the subpolar North Pacific // *J. Foraminif. Res.* 1985. V. 15. P. 282–301.
- Sautter L.R., Thunell R.C.* Seasonal succession of planktonic foraminifera: results from a four-year timeseries sediment trap experiment in the Northeast Pacific // *J. Foraminif. Res.* 1989. V. 19. № 4. P. 253–267.
- Southon J.R., Kashgarian M., Gorbarenko S. et al.* Calcite dissolution and the radiocarbon age of pre-bomb surface water in North Pacific coastal region // *EOS, Transaction. Amer. Geophys. Union*. 1993. P. 198.
- Thompson R.P., Shackleton N.J.* North Pacific palaeoceanography: late Quaternary coiling variations of planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* // *Nature*. 1980. V. 287. P. 829–833.
- Tsukada M.* *Japan // Vegetation History*. Huntley B., Webb T. (eds). Boston: Kluwer. 1988. P. 459–518.
- Zahn R., Pedersen T.F., Bornhold B.D., Mix A.C.* Water mass conversion in the Glacial Subarctic Pacific (54°N, 148°W): physical constraints and the benthic-planktonic stable isotope record // *Paleoceanography*. 1991. V. 6. № 5. P. 547–560.

Рецензенты В.А. Крашенинников,
Ю.Б. Гладенков

УДК 551.7

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС ИЛИ КОДЕКС СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ?

© 1999 г. С. С. Лазарев

*Палеонтологический институт РАН,
117647 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия*

Поступила в редакцию 20.09.96 г., получена после доработки 03.06.98 г.

Ключевые слова. Стратиграфическая классификация, терминология, номенклатура, стратотип.

Статья продолжает обсуждение проблем типизации, начатое в предыдущей публикации (Лазарев, 1997). Предложения о реформе процедуры типизации (единственно возможный путь стабилизации стратиграфической номенклатуры) были восприняты моими оппонентами как нечто совершенно новое и необычное. Такая реакция на статью особенно удивительна со стороны стратиграфов-палеонтологов, которым хорошо известен способ обеспечения стабильности номенклатуры в биологической систематике. Ссылки на специфику разных наук здесь неуместны: речь шла о том, что такое вообще номенклатурный тип и почему он не может быть совмещен с содержательным типом (архетипом). В статье лишь обобщались известные положения о том, как сделать дееспособным принцип приоритета и почему это становится ненужным в условиях господства хроностратиграфической парадигмы. Кстати, наиболее ясные взгляды на соотношение классификации и типизации в стратиграфии можно найти в книгах В.А. Красиловой (1977, 1985).

Удивительно также и то, что проблемы, связанные с многозначным словом “тип”, до сих пор остаются малопонятными для многих палеонтологов и стратиграфов. Ведь прошло уже почти четыре десятилетия со времени публикации Международного кодекса зоологической номенклатуры (МКЗН), завершившей период дискуссий и некоторых колебаний, когда из более общего понятия “тип” было вычленено понятие номенклатурного типа – основы номенклатурной стабильности. Это было сделано в биологии, но не в геологии, где понимание типа застряло на уровне 50-х годов. К сожалению, последние десятилетия были не просто временем некоторой стагнации, но и периодом постепенного разрушения стратиграфической классификации. В настоящее время методика конструирования общей шкалы сведена к выбору GSSP (точек нижних границ стратонов), что почти не имеет отношения к процедуре классификации. С исчезновением классификации стала ненужной и типизация (в узком смысле).

Вот почему наиболее последовательные сторонники хроностратиграфии пришли к отказу от стратотипа стратона (Remane et al., 1997), что было нетрудно предсказать (Лазарев, 1997).

Ниже анализируется та методологическая метаморфоза, которая осталась незамеченной для большинства стратиграфов и которая делает невозможным создание настоящего, т.е. номенклатурного кодекса.

РЕГЛАМЕНТАЦИЯ ЗАТРАГИВАЕТ СОДЕРЖАТЕЛЬНЫЕ, А ЮРИСДИКЦИЯ – ТОЛЬКО ТЕХНИЧЕСКИЕ (ВСПОМОГАТЕЛЬНЫЕ) ПРОБЛЕМЫ

Для начала чрезвычайно важно отделить два спектра проблем. Первый из них – проблемы содержательного характера, куда относятся: общие (теоретические) проблемы стратиграфии, проблемы построения стратиграфических шкал, стратиграфическая терминология (но не номенклатура!), проблемы корреляции стратонов, их объем и границы. Даже наиболее общие из них подвержены регламентации (через словари, учебники и т.д.). Но всем им противопоставлена юрисдикция, т.е. очень жесткие предписания, подлежащие неукоснительному исполнению всеми стратиграфами, вне зависимости от их теоретической ориентации. Второй спектр – проблемы, прямо не касающиеся содержательного ядра, к которым в стратиграфии относятся проблемы номенклатуры и наиболее важная из них – выбор конкурирующих названий стратонов. Только такого рода вспомогательные проблемы допустимо без ущерба науке подвергать не только регламентации, но и строгой юрисдикции.

Регламентация содержательных проблем выражается также в принятии коллегиальных (иногда международных) решений и соглашений. Условно можно различать проблемы трех уровней (степеней общности): 1 – общетеоретического характера, затрагивающие, например, принципы стратиграфии или природу стратиграфических

шкал; 2 – проблемы методики стратиграфических исследований, например, связанные с ранжированием конкретных стратиграфических признаков при расчленении и корреляции стратонов какой-либо шкалы (общей, региональной или местной); 3 – проблемы выбора конкретной границы между стратонами, что необходимо для составления легенд геологических карт. Проблемы определения терминов и понятий могут относиться к любому из трех уровней в зависимости от степени их общности. Подчеркиваю, что все три уровня общности взаимосвязаны, так что даже третий уровень, наиболее близкий к практике, может существенно зависеть от решения проблем на первом уровне. Так, если мы рассматриваем общую стратиграфическую шкалу в качестве всего лишь общей (условной) линейки времени, для построения которой проблема иерархии границ не имеет существенного значения, то при выборе конкретной границы яруса (эта работа сейчас ведется в рамках международных рабочих групп) мы будем ориентироваться прежде всего на тот вариант границы, который находится не очень далеко от ранее принятого. Если же мы рассматриваем стратиграфическую шкалу как схему содержательной классификации, то нам безразличны проблемы иерархии стратонов при ревизии стратиграфических шкал, а выбор конкретной границы яруса в этом случае может оказаться совершенно иным, чем при первом подходе. Наиболее важно здесь то, что все три уровня общности затрагивают всегда содержательные проблемы, а потому демаркационная линия, отделяющая применение юрисдикции (сферу приложения Кодекса), проходит не внутри них, а между всеми ними и проблемами сугубо формальными – номенклатурными. В этом состоит определенное расхождение с точкой зрения С.В. Мейена (1989), который при обсуждении тех же вопросов использовал всегда слово “регламентация”, но не “юрисдикция”, так что демаркационная линия между этими понятиями у него осталась ненамеченной. Итак, будем различать понятие регламентации (соглашения, ограничения, которые задают содержательные проблемы, но имеют временный характер и меняются вслед за изменением самого содержания) и понятие юрисдикции (жесткие правила и ограничения, имеющие характер закона; они рассчитаны на неопределенно долгую перспективу и задают только формальные, номенклатурные проблемы).

КОДЕКСЫ (ЮРИСДИКЦИЯ):
НОМЕНКЛАТУРА – ДА,
СОДЕРЖАТЕЛЬНОСТЬ – НЕТ!

Итак, любые содержательные проблемы не должны принципиально подлежать юрисдикции, а следовательно, Кодекс, как юридический доку-

мент, не должен касаться этих понятий. Такие несомненные положения вызывают непонимание у стратиграфов, поскольку исторически сложилось так, что тип в стратиграфии оказался связанным и с названием, и с содержанием. Сейчас мы имеем триединую, жестко взаимосвязанную систему “тип–название–содержание”, в которой изменение смысла стратона неизбежно влечет за собой изменение его названия. Пока что был найден один путь из этой тупиковой ситуации: обуздание содержательности. Отсюда – у стратиграфов появилась тенденция к уравниванию регламентации и юрисдикции, беспрецедентное стремление к консервации содержательности, что выражается в подмене разумной регламентации содержательных понятий и терминов (через словари, справочники и т.д.) на юрисдикцию (через кодексы). Между тем, наш язык, в том числе язык науки, будет всегда оставаться полиморфным, поскольку нельзя добиться однозначной связи между понятиями, зафиксированными в словах, и сущностями, а потому термины нужно скорее объяснять, чем строго определять (Налимов, 1979). Образно говоря, нельзя заставить ласточку вести жизнь крота: это мог быть только печальный эпизод и только в сказке. Для практических целей важно каждый раз, формулируя определение термина, находить меру между четкостью (кодовостью) формулировки и слишком широкой размытостью соответствующего понятия: мы в состоянии понимать слово (термин) в его конкретном контексте с другими словами.

Регламентация содержательных понятий через различного рода справочные издания и соглашения оправдана только тактическими соображениями: ведь любая содержательность в любых науках не может не меняться. Совсем другое дело – документы юридического характера в науке – кодексы, рассчитанные не на определенную научную парадигму, а на неопределенно длительную (стратегическую) перспективу, а потому кодексы не должны задавать содержательные проблемы. Таковы кодексы в биологии, регулирующие исключительно номенклатурные проблемы; в принципиальном плане они будут оставаться неизменными неопределенно долгое время – до тех пор, пока систематики будут пользоваться иерархической формой систем (Лазарев, 1997).

По контексту “Стратиграфического кодекса” ясно, что его авторы использовали слово “кодекс” как нечто среднее между инструкцией и справочником. Более важно, что в этом документе (как и в кодексах других стран) извращено понятие “номенклатура”. Здесь имеются разделы, посвященные номенклатуре и даже глава “Право приоритета”, что составляет основу любой номенклатуры. На самом деле, номенклатура в этом и других “кодексах” подмята содержательностью, а право приоритета работать не может,

поскольку приоритет названия сцеплен с приоритетом содержания. Жестко связанный тандем “название–содержание” в последние десятилетия стал психологически неразделимым для стратиграфов; я всегда слышу один и тот же аргумент: “иначе никто ничего не будет понимать” (подробнее – см. ниже).

Все известные сейчас “кодексы” в стратиграфии беспомощны именно в решении номенклатурных проблем, а в их названии отсутствует слово “номенклатура”. Исключение составляет первый кодекс, изданный в США: “Code of Stratigraphic Nomenclature”. К сожалению, это название ни в коей мере не соответствовало его содержанию.

Только кодекс, нацеленный исключительно на решение номенклатурных проблем, может стать всеобщим юридическим документом. Создание такого кодекса вполне реально, а название “Международный кодекс стратиграфической номенклатуры” вполне отвечало бы его природе.

ПРИРОДА СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ, ДВЕ МОДЕЛИ: “ШКАЛА – ЛИНЕЙКА ВРЕМЕНИ” ИЛИ, КРОМЕ ТОГО, “ШКАЛА – СОДЕРЖАТЕЛЬНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ”

Привычка классифицировать побуждает меня провести классификацию основных подходов в стратиграфии. Мнение о том, что есть только две стратиграфии – хорошая (грамотная) и плохая (неграмотная) – оправдано, если только иметь в виду конкретную практическую работу по расчленению и корреляции разрезов. То же самое мнение прагматиков не корректно в стратегической перспективе, т.е. в отношении наиболее общих идей, касающихся, например, природы стратиграфических шкал. Действительно, фраза о двух стратиграфиях в этом случае звучала бы так: есть два подхода к стратиграфии: хороший (мой) и плохой (моих оппонентов).

По существу подход прагматиков к проблеме конструирования стратиграфических шкал можно выразить следующим образом: среди стратиграфов никогда не было единодушия при построении любой конкретной шкалы, границы стратон постоянно перетаскивались (менялась их иерархия); не лучше ли иметь стабильную (стандартную) основу для временной упорядоченности геологической документации? Этот подход воплощен в господствующей сейчас хроностратиграфической парадигме (см. ниже). Противоположная ей парадигма больше заслуживает статуса традиционной, поскольку наследует право шкалы на содержательное развитие.

В некотором смысле, противопоставление двух парадигм в современной стратиграфии мож-

но связать с противопоставлением таких известных понятий, как абсолютное и относительное время, европейская и американская стратиграфические школы, типологический (разрезоцентристский) и популяционный (системный) подходы. Наиболее существенным из этих противопоставлений является отношение к понятию времени в геологии, но суть этого понятия – слишком сложна. Здесь примечательны последние книги К.В. Симакова (1996 – самая большая из них), очень интересные по обилию цитированной литературы, но наивные в попытке решить одну из фундаментальных проблем бытия – проблему времени. Сам автор проявляет наиболее яркую особенность им же критикуемой хроностратиграфической парадигмы, а именно – стремление к введению жестких и окончательных формулировок в науку, без которых настоящая классификация, якобы, невозможна.

Классифицировать идеи проще, чем их носителей из-за эклектичности мировоззрений большинства стратиграфов, что особенно хорошо демонстрируют оба издания отечественных кодексов. Наиболее четкой демаркационной линией, разделяющей представителей двух парадигм современной стратиграфии, является, по-моему, отношение к природе стратиграфических шкал, т.е. к принятию одной из двух моделей шкалы: шкала – содержательная классификация, либо шкала – линейка времени с зафиксированными на ней точками. Поэтому более традиционную модель шкалы лучше называть классификационной, а противоположную ей, официально принятую сейчас модель – точечной. Экология и каузальность тоже используются в работе по выбору GSSP; неприменяемо в методологии хроностратиграфии другое – консервация GSSP в конкретном разрезе, т.е. в перспективе – полный отрыв выбранной точки от неизбежно изменчивой содержательности. Философия точечной стратиграфии недвусмысленно выражена еще в первом издании “Guidelines...” (Лазарев, 1997): наши идеи об интерпретации границ субъективны и изменчивы, а конкретная точка в конкретном разрезе – объективна и абсолютна. После фиксации всех GSSP общую последовательность можно пронумеровать, а до достижения этого “счастливого” будущего иерархическая форма шкалы (видимость классификации) будет оставаться своего рода атавизмом, унаследованным от последней стадии развития более традиционной стратиграфии.

В качестве компромиссного варианта уже предлагалось (Зубаков, 1992) использовать параллельно сразу две модели стратиграфических шкал: существующую модель, которая становится все более условной, т.е. точечную модель, и классификационную (содержательную), которую автор называет номотетической. Неприемлемость этого пути обсуждалась ранее (Лазарев, 1997).

КОДЕКСЫ И КЛАССИФИКАЦИЯ: ПРОБЛЕМА ВЫБОРА АНАЛОГИЙ

Если рассматривать стратиграфическую шкалу как схему содержательной классификации, то следует признать ее право на содержательное развитие, что противоречит стремлению стратиграфов к стабильности шкалы. Метод аналогий (сравнительный метод) – универсальный научный метод – призван помочь найти оптимальное решение проблемы. Желательно, конечно, подобрать наиболее близкие аналогии. В этой процедуре уже содержатся элементы классификации, как, впрочем, и в любом научном анализе. Классификация в узком смысле предполагает, кроме того, сведение анализируемых данных в определенную форму. Известны три формы классификаций – комбинативная, параметрическая и иерархическая. Первые две более свойственны точным наукам, а последняя – обычно используется в исторических по природе науках, вероятно потому, что для них более важными, чем циклические, являются направленные и необратимые во времени процессы.

К.В. Симаков (1997) считает более уместной аналогию стратиграфической классификации с классификацией химических элементов и веществ, тем самым показывая несостоятельность моих аналогий: что является типом воды – кислород или водород? Нетрудно заметить, что первая из классификаций оперирует объектами одного уровня (стратоны разного ранга), в то время как вторая – объектами двух уровней (химические элементы и вещества). Разумеется, было бы абсурдным, если бы я предлагал типом стратонов считать вещества, например, CaCO_3 или SiO_2 . Аналогии Симакова неудачны также и по формальной причине: в классификациях точных наук нет проблемы выбора конкурирующих названий – центральной проблемы типизации, ради которой и была написана моя статья. Не совсем точны и другие положения критики Симакова: моя аргументация о необходимости общего подхода к номенклатурной (технической) стороне любой классификации и в связи с этим – аргументы о необходимости отделения содержательных проблем (сфера классификации) от номенклатурных (сфера типизации) были им интерпретированы так, будто бы я предлагаю ввести в стратиграфию принципы биологической классификации и не допускаю использования в стратиграфии содержательных определений.

Само по себе наличие общей проблемы – проблемы выбора конкурирующих названий – делает оправданной аналогию биологической классификации с классификацией в стратиграфии; более того, в данном случае можно говорить не об аналогии, а о тождестве в принципиальном решении одной и той же проблемы, имеющей вспомо-

гательный (технический) характер, и только косвенно затрагивающей содержательное ядро. Специфика стратиграфии сильно скажется лишь на конкретных формулировках статей кодекса, но никакая специфика не должна касаться принципов построения номенклатурных кодексов: строгое отделение номенклатурных проблем от содержательных, тип – эталон названия, но не содержания, иерархичность в самой процедуре типизации.

Принципиально иную позицию по проблеме аналогий занимают наиболее последовательные сторонники хроностратиграфии, которые вообще отказываются говорить об аналогиях стратиграфической шкалы с какими-либо классификациями. Действительно, логика развития хроностратиграфии привела в последние десятилетия к разрушению стратиграфической классификации: “шкала – содержательная классификация” превратилась в “шкалу – линейку времени”. Это дает законное право адептам хроностратиграфии отвергать любые сравнения шкал с классификациями и говорить: “Это же совершенно разные вещи”. Явно или неявно время в логике этих возражений оказывается оторванным от историко-геологических процессов. Для хроностратиграфов стратон – это то, что образовалось “в течение интервала геологического времени, зафиксированного в стратотипическом разрезе и (или) с помощью лимитотипов” (Стратиграфический кодекс, 1992, с. 25). Ясно, что истоки разногласий имеют более общий методический характер. Поэтому следующие два раздела будут посвящены анализу формирования и сущности относительно новой методологии в стратиграфии.

ПОЛЗУЧАЯ РЕВОЛЮЦИЯ В 60-Х ГОДАХ: ИЗМЕНЕНИЕ МЕТОДИКИ КОНСТРУИРОВАНИЯ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ

История установления и развития стратонов в общей стратиграфической шкале до 60-х годов нашего столетия прекрасно изложена в двухтомной монографии Г.П. Леонова (1973, 1974). Можно проследить историю изучения любой палеозойской системы, начиная с кембрия, чтобы убедиться в том, что их понимание и объемы сильно менялись. То же самое справедливо и в отношении ярусов общей шкалы. Пожалуй, наиболее показательным здесь является изменение понимания и объема силурийской системы. Первоначально она была выделена Р. Мурчисоном в объеме шести формаций от лландейло до лудлоу включительно, причем объем силура (а точнее – его нижняя граница) определялся критерием “ископаемости” соответствующих отложений. В дальнейшем, по мере того, как ископаемые обнаруживались во все более низких слоях, сам автор системы перемещал границу силура все ниже

по разрезу вплоть до нижнего кембрия (в современном понимании). Название “силур” при столь существенном изменении объема системы сохранилось. С современных позиций сохранение Мурчисоном названия “силур” можно было бы как-то оправдать тем, что менялся только экстенсионал (объем) стратона, но сохранялся его интенционал (“ископаемость”). Однако в дальнейшем существенно изменился и интенционал этого стратона. Более того, название “силур” сохраняется до сих пор, несмотря на то, что часть этой системы была позже выделена в самостоятельную ордовикскую систему. Введение ордовикской системы, помимо прочего, явилось компромиссом в многолетних спорах сторонников Мурчисона и Седжвика по пониманию и объемам комбрийской и силурийской систем. Этот компромисс сопровождался не только существенным изменением экстенсионалов этих систем, но и введением нового интенционала: различие в характере фауны послужило основой для принципиально нового трехчленного обособления бывших кембрийско-силурийских отложений (три последовательных фауны).

Аналогичная ситуация наблюдалась в истории каменноугольной системы, которая первоначально понималась в гораздо более широком объеме: включала девон и нижнюю часть перми. Да и пермская система в момент ее первоначального выделения Мурчисоном начиналась с кунгурских отложений. Существенные пертурбации касались и выделенных в прошлом веке ярусов; например, артинский ярус первоначально понимался в гораздо более широком объеме, включая современные сакмарский и ассельский ярусы. Тем не менее, мы до сих пор используем название “артинский”.

Итак, понимание и объем стратонов общей шкалы по мере изучения соответствующих отложений существенно менялись. Это был нормальный процесс, связанный с ростом научного знания. В этом процессе для нас особенно интересны два момента. Во-первых, изменения объемов стратонов были связаны с изменениями в оценке иерархии их границ, что так или иначе имело отношение к процессу классифицирования при конструировании общей шкалы. Во-вторых, важно отметить, что до середины нашего столетия стратиграфы (как и биологи), не имея строгой юридической базы в области номенклатуры, стихийно пользовались законом приоритета, что позволяло сохраняться первоначальным названиям стратонов при любых перемещениях их границ. Ведь никому не приходило в голову отбрасывать название “силур” после существенного перемещения его нижней границы или после выделения из него самостоятельной ордовикской системы. Точно так же не было возражений против использования названия “артинский” после выделе-

ния из соответствующего яруса двух ярусов – сакмарского и ассельского.

Ситуация коренным образом, но незаметно для большинства стратиграфов, изменилась за последние десятилетия. Что же произошло? Почему предложения по проверенной уже методике стабилизации номенклатуры, по сути, означающие возврат к прежней номенклатурной практике, стали столь неприемлемы для многих стратиграфов, которые вместо аргументов используют “страшилки”: наступит, мол, неразбериха и паралич геологического картирования (Жамойда, 1997). Совершенно очевидно, что предлагаемая реформа типизации (введение иерархии в процедуру типизации) сама по себе никак не скажется на легендах геологических карт. Неразбериха и паралич геологического картирования действительно наступят, но только тогда, если мы сохраним существующую систему типизации и дадим право стратиграфическим шкалам на содержательное развитие: тогда после каждого этапа содержательной ревизии шкалы придется менять индексы на геологических картах. Не потому ли и был взят курс на стандартизацию (консервацию) стратиграфических шкал?

Непомерное стремление стратиграфов к полной фиксации содержательности выливается в содержательные “заповеди” стратиграфических кодексов, которые, разумеется, не могут устроить всех. Поэтому разворачивается дискуссия, где критики доказывают необходимость узаконения именно их варианта содержательности в кодексе. Сами дискуссии полезны, вредна “фоссилизация” идей, стремление к абсолютной жесткости (кодировости) формулировок, свойственных официальной сейчас парадигме, непонимание различий между разными областями – номенклатурной (технической) и терминологической (содержательной): в первой полезна и необходима жесткая стабильность (юрисдикция), а во второй – это требование недопустимо. Вспомним хотя бы термин “вид”, в отношении которого даже у биологов одного поколения нет и не было единомыслия, но смысл которого может быть понят в конкретной работе по контексту.

Если стратиграфы уже забыли ситуацию с названиями, которая была до 60-х годов, то большинство из них хорошо знает, что понимание любого названия, обозначающего ископаемый таксон, очень сильно и неоднократно менялось. К примеру, современное понимание известного рода *Spirifer* J. Sowerby, 1818 неимоверно сузилось, так что его первоначальному пониманию сейчас соответствуют сотни (!) родов. Но читая любую старую работу, мы по контексту всегда понимаем, о чем идет речь. А вот чехарда новых названий, оправданная существующей типизацией, действительно вносит элемент неразберихи. Еще С.В. Мейен

(1989) отмечал, что стратиграфы буквально терроризированы появлением новых названий ярусов перми.

Важно понять, почему в биологии и стратиграфии в 60-е годы сложилась разная по духу юрисдикция. Мне кажется, было несколько причин, объясняющих разную судьбу типизации и классификации в двух науках, а важнейшие из них следующие: актуальность номенклатурных проблем в биологии несравненно больше из-за гораздо большего числа таксонов; типологический стиль мышления в геологии до сих пор преобладает, в результате чего образ стратона у стратиграфов продолжает совмещаться с конкретным разрезом (стратотипом); практическое стремление к максимальной четкости и стабильности границ постоянно склоняло стратиграфов не только к условности и договоренности по их фиксации (что вполне оправдано), но и к жесткости (через юрисдикцию) в отношении содержательных понятий и терминологии – уникальный феномен, названный тоталитаризмом в науке (Лазарев, 1997). Все эти причины были взаимосвязаны и способствовали успешному внедрению хроностратиграфической парадигмы – прагматического подхода, нацеленного на быстрое и окончательное решение проблем по конструированию стратиграфических шкал.

ПРАГМАТИЧЕСКИЙ ПОДХОД К КОНСТРУИРОВАНИЮ ОБЩЕЙ ШКАЛЫ: ТРИУМФ ИЛИ ТУПИК?

1954 год – условная дата возникновения хроностратиграфической концепции, определившей новую логику построения общей стратиграфической шкалы. В тот год был опубликован доклад Х. Хедберга (Hedberg, 1954), который он сделал на Международном геологическом конгрессе в Алжире в 1952 г. История возникновения новой концепции драматически, но с долей юмора, описана Дж. Хенкоком (Hancock, 1977) и оценивается там как единственно значимое событие стратиграфической мысли XX столетия. Идея как бы витала в воздухе, и У. Аркелл – соотечественник Хенкока, судя по очерку последнего, был тоже близок к “открытию”. Можно отметить, что и российский стратиграф Д.Л. Степанов (1954) в том же году ввел термин “хроностратиграфические подразделения”, используя его в том же смысле, в каком Х. Хедберг (1954) писал о новых подразделениях: *time-stratigraphic (chronostratigraphic) units*. Какая же великая идея витала в воздухе в 50-х годах и почти одновременно проявилась в трудах трех стратиграфов? Эта идея очень хорошо “легла на здравый смысл” и заключалась в том, что помимо времени, отраженном в известных тогда подразделениях, есть некое независимое время, которое не касается ни литологичес-

ких, ни биостратиграфических и никаких других признаков и их последовательностей; это – как бы “чистое” время, в пределах которого образовывались породы. До сих пор время находило выражение не только в последовательности пород, но и в наличии так называемых геохронологических подразделений, которые, однако, полностью соответствовали конкретным стратиграфическим подразделениям, распознаваемым по конкретным признакам. Геохронологические подразделения рассматривались тогда всего лишь в качестве временных аспектов стратиграфических подразделений, и между ними (в смысле времени) можно было обычно ставить знак равенства. То, что было до сих пор, всегда зависело от принятия каких-либо субъективных гипотез (все основывалось на выборе признаков и их взаимозаменяемости). Теперь (1954 г.) появилось время, независимое от каких-либо стратиграфических признаков. Это был прорыв из субъективности и неоднозначности, свойственных науке, к объективности и определенности, больше свойственным технологическим процессам; прорыв к новой практике, существенно облегчившей процесс конструирования шкал, особенно – общей шкалы. К сожалению, этот “прорыв” был нейтрален к проблемам корреляции, а в перспективе (после создания шкалы-линейки) даже усложнял их.

Хроностратиграфические подразделения (в отличие от геохронологических) – это сами породы, т.е. интервал пород, ограниченный изохронными (идеальными, воображаемыми) поверхностями, как это показано на известном рисунке Хедберга (Hedberg, 1965). Казалось бы, логика требует, что ни о каких конкретных стратонах (с реальными границами) как хроностратиграфических подразделениях за пределами стратотипов или по крайней мере за пределами стратотипического региона говорить вообще нельзя. Однако стратиграфы не желают следовать собственной логике. Более того, вполне допустимой считается ситуация, когда стратотип подразделения находится в одном регионе, а стратотип его границы – совсем в другом. Получается, что положение реальных границ в стратотипе стратона вообще никогда не может быть изохронным стратотипам их границ, если последние установлены в другом районе (ведь любые методы корреляции по определению не могут обеспечить полную изохронность).

Хроностратиграфическая концепция оказалась привлекательной не только из-за своей мнимой объективности и обещания быстрого и окончательного результата по конструированию общей шкалы. Был и другой соблазн. Сам Хедберг придавал хроностратиграфии объединяющее значение; это – как бы общий ключ к интерпретации данных, полученных из всех других областей стратиграфии. В результате многие стратиграфы далеко не всегда замечают главной методологической

особенности новой концепции, касающейся понятия времени. Для них хроностратиграфия – это то, что связано с межрегиональной корреляцией или с корреляциями разнофациальных отложений в пределах одного региона. Более того, хроностратиграфия для некоторых из них по смыслу стала почти синонимом того, что несколько позже получило в работах В.А. Красилова и С.В. Мейена название экостратиграфии или каузальной стратиграфии. Такой смысл, например, судя по контексту, имеет понятие “хроностратиграфическое подразделение” в хороших статьях Р. Вагнера и К. Винклера Принса (Wagner, 1993; Wagner, Winkler Prins, 1995).

Принципиальное отличие понятия “общего ключа” в интерпретации разного рода данных состоит в том, что при казуальном подходе не время само по себе есть общий ключ к разного рода геолого-историческим событиям, а наоборот: общее событие сводит в единую систему (эко-, геосистему) разнообразные историко-геологические данные и может стать общим (универсальным) ключом для установления и корреляции временной последовательности. При этом стратон есть наш синтетический (логический) конструкт, т.е. биохронотип (Руженцев, 1977) или при более широком значении – стратоархетип (Лазарев, 1997), а не интервал времени между двумя зафиксированными точками. Соответственно, и стратотип не может служить стандартом стратона, а всего лишь является механизмом для приложения названия; опорные разрезы несут только иллюстративную функцию (Лазарев, 1997). Помимо этого, любой конкретный разрез, указанный в публикации, – аналог оригинала в биологии и аналог эксперимента в точных науках: речь идет о возможности верификации и фальсификации в смысле К. Поппера.

Логика появления и развития хроностратиграфической парадигмы была следующей: 1 – исходно допускалось, что используемый для корреляции разных регионов гомотаксис не соответствует идеальной изохронности; кроме того, имела место терминологическая разногласия у стратиграфов разных стран, например, литостратиграфические (rock-stratigraphic) термины часто использовали для обозначения возраста пород; 2 – Х. Хедберг (Hedberg, 1954) и Д.Л. Степанов (1954) выдвинули концепцию хроностратиграфического подразделения – совокупность пород, между изохронными уровнями – которое, как некий временной интервал, должен опоясывать все регионы, где есть соответствующие отложения; 3 – изохронные уровни, ограничивающие хроностратиграфическое подразделение, для объективности нуждаются в точной фиксации; 4 – однако вряд ли возможна ситуация, когда в одном и том же районе, а тем более – в одном и том же разрезе будет хорошо и полно представлен не только сам

интервал стратона, но и его границы со смежными стратонами; 5 – отсюда следует, что помимо стратотипов стратона следует искать разрезы, пусть даже в других регионах (любой удаленности), где граница со смежным стратоном была бы в непрерывном разрезе и в то же время хорошо определенной; 6 – поскольку стратиграфы не разделяли понятия стратотипа как номенклатурного типа и как содержательного эталона, то логичен следующий шаг: а зачем вообще нужен стратотип стратона, ведь вполне достаточно иметь стратотипы границ, т.е. нужен один стратотип для каждого стратона – стратотип нижней границы; 7 – содержательность самого стратона стала уже не столь важна и трансформировалась в понятие интервала между двумя “gold spikes”; это обосновывалось непостоянством во времени концептуальной основы стратона; не проще ли (не практичнее ли) отказаться от этой зыбкой основы и рассматривать хроностратиграфическое подразделение как интервал между двумя событиями; 8 – однако содержательность еще сохранялась по отношению к границам: ведь желательно выбрать такую точку в разрезе, с которой связан наиболее хороший корреляционный потенциал; 9 – впрочем, даже эта содержательность была в определенной мере пожертвована в пользу условности и договоренности, поскольку, по мнению авторов английского кодекса, “ни одна толща пород, которую считают отображающей некий отрезок прошедшего времени, не может рассматриваться более доказательной, чем любая другая толща пород, выбранная для этой же цели” (Жамойда и др., 1969, с. 94); это оправдывает современную практику выбора точек (стратотипов границ) по возможности ближе к ранее установленным границам (иерархичность и периодизация границ и стратонов стали несущественными для шкалы); 10 – зафиксированный стратотип границы может оставаться там вечно, если только не будет доказано наличие перерыва в выбранной точке. По существу, хроностратиграфический путь развития шкалы ведет к отрыву от развития содержательности, т.е. к полной “фоссилизации” самой шкалы.

Очевидно, многие стратиграфы, как и Дж. Хенкок (Hancock, 1977), считают появление хроностратиграфической парадигмы событием первостепенной важности – единственно значимое событие в теории стратиграфии XX века. Я бы согласился с такой оценкой, но только поставив перед ней знак минус. Что касается положительных событий в стратиграфической мысли XX в., то они остаются пока менее заметными, поскольку возникли вне господствующей сейчас парадигмы. Важнейшие идеи XX столетия были связаны с осознанием и внедрением в стратиграфию понятия системности: работы В.А. Красилова, И.В. Крутя, С.В. Мейена. В этих работах ясно показано, что стратиграфия

должна быть концептуально единой, что все стратонны и их границы носят системный (экосистемный, геосистемный) характер (это означает теоретическое выравнивание прав всех стратиграфических признаков), что время в стратиграфии овеществлено и “опространствлено” историко-геологическими процессами, а не существует само по себе. Хроностратиграфии здесь не оставлено места: все, что связано с системностью и каузальностью – это переменчивые и субъективные гипотезы, а хроностратиграфия претендует на объективность и абсолютную стабильность, т.е. на обуздание содержательности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Не так давно, до 60-х годов, т.е. до появления первого издания МКЗН среди известных биологов и палеонтологов шла нелепая для нашего времени дискуссия на тему “а нужен ли голотип?”. Дело в том, что тогда и в биологическом, и в стратиграфическом сообществах еще не различались понятия “типичный” и “типовой”. Значение первого издания МКЗН, помимо прочего, состояло в том, что в нем была ясно сформулирована идея номенклатурного типа как основы юрисдикции. С этого времени тип, как содержательное понятие, как логический конструкт (образ стратона) перестал иметь какое-либо отношение к проблемам номенклатуры. Это случилось в биологии, но увы, не в стратиграфии. Стратиграфы продолжают путаться в парных понятиях, имеющих общий корень “тип”, но относящихся к разным сферам (смысловой и номенклатурной): “архетип–тип”, “типология–типизация”, “типичный–типовой”; соответственно для них остаются неразделимыми такие понятия, как “приоритет содержания” и “приоритет названия”.

Стратиграфы до последнего времени пытались заставить тип выполнять сразу две функции – номенклатурную и содержательную. Долго это продолжаться не могло. Возникшую проблему “шизофренической раздвоенности” хроностратиграфия решает путем отказа от стратиграфической классификации, а как следствие – и от типизации. Эта концепция оправдывает систему стандартов, в которые стала загоняться содержательность стратонов. Стратотип стратона вместо того, чтобы быть сторожем названия, превратился в прокурора сиюминутной содержательности, приговорив ее к пожизненному заключению. После чего и сам стал логически ненужным.

В этой ситуации не могла не провалиться идея создания Международного кодекса стратиграфической номенклатуры, которая выродилась в публикацию двух изданий Международного справочника, посвященного содержательным проблемам стратиграфии, очень полезного для понимания сути хроностратиграфии, но совершенно беспомощ-

ного и бесполезного при решении проблемы выбора конкурирующих названий стратонов. Только реформа процедуры типизации даст реальную основу для создания подлинной юрисдикции, в том числе международной, т.е. основу для создания номенклатурных кодексов.

Статья выполнена при частичной поддержке РФФИ, проект № 97-05-65756.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Жамойда А.И. Комментарии к статье С.С. Лазарева “Особенности типизации в стратиграфической классификации” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 105–106.
- Жамойда А.И., Ковалевский О.П., Моисеева А.И. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов. М., Наука, 1969. 103 с.
- Зубаков В.А. Новый подход к стратиграфической классификации // Сов. геология. 1992. № 5. С. 46–53.
- Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Красилов В.А., Зубаков В.А., Шульдинер В.И., Ремизовский В.И. Экостратиграфия. Теория и методы. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1985. 148 с.
- Лазарев С.С. Особенности типизации в стратиграфической классификации // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 91–104.
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ. Т. 1, 1973. 530 с. Т. 2, 1974. 486 с.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Налимов В.В. Вероятностная модель языка. М.: Наука, 1979. 303 с.
- Руженцев В.Е. Биохронотип или стратотип? // Палеонтол. журн. 1977. № 12. С. 23–34.
- Симаков К.В. Очерк истории развития концепции реального геологического времени. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 317 с.
- Симаков К.В. Стратоны и таксоны // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 107–112.
- Степанов Д.Л. Методика стратиграфических исследований // Спутник полевого геолога–нефтяника. Т. 2. Л.: Гостоптехиздат, 1954. С. 3–27.
- Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. СПб.: Межвед. стратигр. ком. 1992. 120 с.
- Hancock J.M. The Historic Development of Concepts of Biostratigraphic Correlation / Concepts and Methods of Biostratigraphy. Strousburg: Dowden, Hutchinson, Ross, 1977. P. 3–22.
- Hedberg H.D. Procedure and terminology in stratigraphic classification // C.R. 19 Congr. Geol. Intern. Alger, 1952. Sec. 13. № 13. 1954. P. 205–233.
- Hedberg H.D. Chronostratigraphy and biostratigraphy // Geol. Mag. 1965. V. 102. № 55. P. 451–461.
- Remane J., Bassett M.G., Cowie J.W. et al. Guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (IGS) // Permian. 1997. № 29. P. 25–30.

Wagner R.H. Climatic significance of the major chronostratigraphic units of the Upper Palaeozoic // C.R. 12 Congr. Int. Strat. Geol. Carbonifere–Permian. Buenos Aires, 1993. № 1. P. 83–108.

Wagner R.H., Winkler Prins. Carboniferous stratigraphy: Quo vadis? // Newsletter on Carboniferous stratigraphy. 1995. V. 13. P. 21–22.

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

Реплика рецензента. Думаю, что предложения С.С. Лазарева об изменении типизации в стратиграфии по образцу таковой в биологии (отделение названия от содержания, назначение стратотипом подразделения единицы более низкого ранга, расчленение понятия “стратотип” на архетип, диагноз и номенклатурный тип) никогда не будет принято. И это хорошо, потому что с принятием такого предложения началась бы неразбериха, которая привела бы в первую очередь к параличу геологической картографии. Но дело не только в этом. Вид принимается типовым для рода, в том числе, и потому, что существует в одном и том же интервале времени с родом. Один же слой (или пачка) не может быть типом свиты прежде всего потому, что отражает совсем иной стратиграфический объем (интервал времени формирования), чем свита. Я уже не говорю о разной содержательности всей свиты и одного ее слоя. А без содержательности в геологии никуда не денешься.

Нельзя согласиться и с утверждением С.С. Лазарева, что общая шкала случайна по содержанию и иерархии. Как ни удивительно, но случайное

оказалось планетарно (?) закономерным. И стандарт – это не условная категория, как подчеркнуто в Стратиграфическом кодексе России, а границы имеют не только диагноз, если принять их определение по отечественным Кодексам, которое вошло и во 2-е издание Международного руководства. Опорный разрез – это действительно оригинал, но С.С. Лазарев не понял его назначения. Он необходим прежде всего для стабильности подразделений и выработки более или менее надежных легенд к картам.

Рассуждения о тоталитаризме – это просто дань моде. Единообразное понимание объектов и явлений – одно из условий плодотворности научных исследований, которые ведутся многими исследователями. Это же элементарно. И Кодексы не “навязывают” решения содержательных проблем, а суммируют накопленный к определенному моменту опыт большинства исследователей. Никому не заказано думать и понимать по другому.

Более же всего меня удивили утверждения С.С. Лазарева, что “иерархия стратонов и положение границ в общей шкале должны меняться”, правда, лишь “скачкообразно”, после отмирания старых представлений. И здесь же автор замечает, что “зрелость новых представлений – понятие весьма субъективное”. Жизнь же подсказывает, что следует что-либо менять тогда и только тогда, когда уже нельзя не менять. Это относится и к стратиграфии.

А.И. Жамойда

УДК (0.63):55

О НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОМ СЕМИНАРЕ “ПРИМЕНЕНИЕ КОНЦЕПЦИИ СЕКВЕНТНОЙ¹ СТРАТИГРАФИИ ДЛЯ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ И ПРОМЫСЛОВЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ”

© 1999 г. О. В. Федотова*, А. Е. Шлезингер**

* Всероссийский научно-исследовательский институт Геофизика
101125 Москва, ул. Покровка 22, Россия

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

Поступила в редакцию 25.12.97 г.

Американская Ассоциация геологов-нефтяников (ААГН) и Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ) 1996–1997 гг. провели для стран СНГ серию семинаров на тему “Применение концепции секвентной стратиграфии для геологоразведочных и промысловых работ на нефть и газ”. Спонсором семинаров является компания АРКО Интернэшнл Ойл энд Гэс компани. Руководителем семинара был доктор Г.У. Позаментьер (H.W. Posamentier, США), иностранный член РАЕН, один из ведущих специалистов и пионеров быстро развивающейся дисциплины секвентной стратиграфии.

В Москве с 14 по 17 сентября 1997 г. в здании Государственного научного центра ВНИИГеоинформсистем прошел третий семинар этой серии. Предыдущие семинары проводились в 1996 г. в Южно-Сахалинске, Охе и Алма-Ате.

В семинаре принимали участие 50–70 человек в первый день и 20–25 человек в последующие дни. Аудиторию преимущественно составляли геофизики различных производственных и научно-исследовательских организаций России.

Семинар состоял из многочасовой лекции и практических занятий. Каждый мог задать по его ходу любой интересующий его вопрос и высказать свое мнение. Всем участникам семинара было выдано три тома методических пособий по секвентной стратиграфии, из которых один содержит все графические примеры, приводившиеся Г.У. Позаментьером в течение всего семинара, а два других включают в себя текст еще не опубликованной монографии Г.У. Позаментьера и

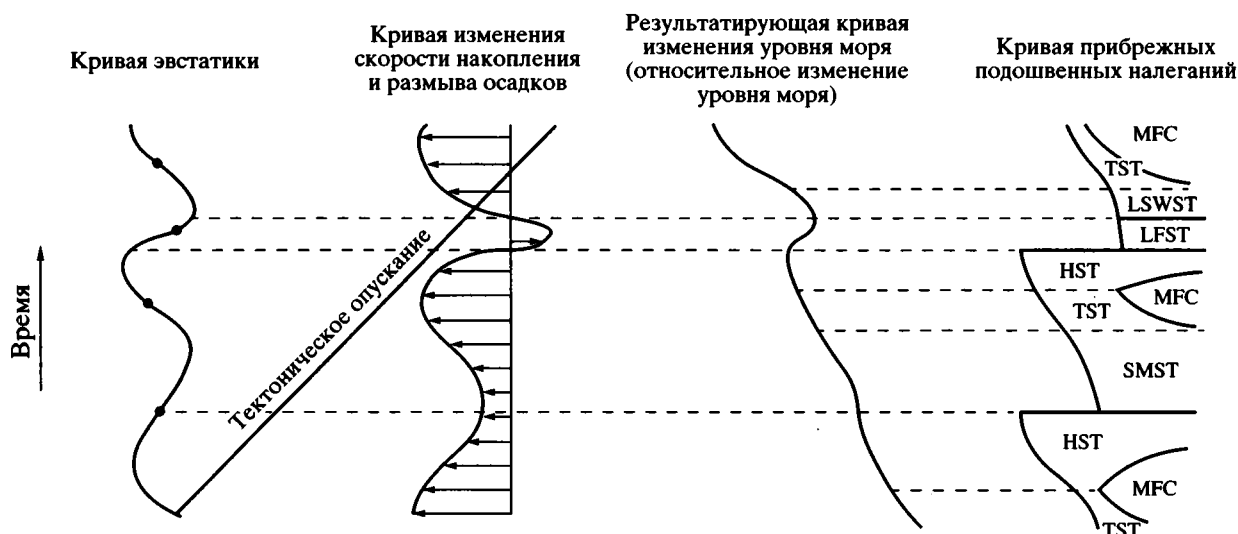
статьи нескольких специалистов по различным вопросам секвентной стратиграфии.

Г.У. Позаментьер является учеником П.Р. Вейла, который, собственно, и создал в середине восьмидесятых годов секвентную стратиграфию, как новое учение и практическое направление в геологии (Vail, 1987). Секвентная стратиграфия основывается на анализе колебаний уровня моря (рисунок), позволяющем разделять осадочный чехол на седиментационные комплексы. В настоящее время в секвентной стратиграфии, как отметил Г.У. Позаментьер, наметились два подхода. Первый, который он назвал “академическим”, продолжает развивать сам П.Р. Вейл и его ближайшие ученики. Он предусматривает создание глобальной стратиграфической шкалы, основанной на эвстатических колебаниях уровня моря. Второй подход, именуемый им как “литологический”, особенно широко распространен среди специалистов-практиков и широко внедрен в поисково-разведочные изыскания на нефть и газ многих компаний. Он также основан на принципах изучения колебаний уровня моря, заложенных в учение П.Р. Вейла. Именно второму подходу был посвящен практически весь семинар.

Основной единицей секвентной стратиграфии является седиментационный комплекс, ограниченный несогласными или согласными поверхностями, связанными с колебаниями уровней моря. Он разделяется на напластования (тракты) низкого стояния уровня моря, трансгрессии и высокого стояния уровня моря, которые выделяются по данным сейсморазведки, ГИС (геофизическое исследование скважин) и изучения естественных обнажений. Также были продемонстрированы примеры изучения сейсморазведкой и ГИС Мексиканского залива, бассейнов Канады, Аляски, Китая.

Последующие несколько дней были посвящены практическим занятиям, причем половина занятий основывалась на материалах лектора, а другую половину составляли объекты осадочных

¹ В русской литературе чаще употребляется термин “*сиквенс стратиграфия*”, что отражено в пригласительном билете на семинар. Однако, как справедливо указал Д.П. Найдин (1992), данный объект принят из концепции секвенций (sequences), развиваемой с середины 60-х годов Л. Слосом. Поэтому вслед за Д.П. Найдиным (1992) мы употребляем название “*секвентная стратиграфия*”.



Изменение уровня моря, как функция эвстатики и тектонического опускания. Напластование уровней моря: SMST – низкого стояния; LFST – низкого стояния ранней стадии; LSWST – низкого стояния поздней стадии; TST – трансгрессии; HST – высокого стояния; MFS – поверхность максимального затопления.

бассейнов России, главным образом связанные с Западно-Сибирской плитой.

Были рассмотрены примеры, в которых из-за различной скорости опускания временная продолжительность напластований изменялась. Так, увеличение скорости приводит к возрастанию длительности трансгрессивного напластования и напластования высокого уровня моря и уменьшению длительности низкого стояния. Каждый седиментационный комплекс ограничен поверхностями несогласий и напластований, которые позволяют строить хроностратиграфическую схему.

Использование стандартного каротажа (КС, ПС, ГК) также позволяет выделять различные напластования, дает возможность по мощности и характеру осадков судить об их значимости и интерпретировать свойства конкретных пластов разреза. Были рассмотрены различные типы разрезов (реградационные, аградационные, проградационные) и конкретные примеры, на которых можно было распознать напластования и провести корреляцию по нескольким скважинам. Помимо сейсмических методов и ГИС Позамантиер рекомендовал использовать керновый материал и палеонтологические остатки для определения границ седиментационных комплексов.

Главной целью “литологического” подхода секвентной стратиграфии является прогнозирование в разрезах осадочного чехла коллекторов и ловушек, установление неантиклинальных ловушек углеводородов. Поэтому основной его задачей является нахождение низких палеоуровней стояния моря, с которым связаны главные объемы коллекторов. Напротив, палеоуровни трансгрессий содержат покрышки, которые создают неантиклинальные ловушки углеводородов.

Проведенный семинар касался исключительно осадочных бассейнов с хорошо выраженными палеобереговыми линиями, палеошельфами и их палеобровками, палеосклонами и палеокотловинами, в которых отсутствовало интенсивное конседиментационное прогибание. Активные тектонически погружающиеся бассейны не рассматривались. Для России данная методика может быть с успехом применена для верхнеюрско-нижнемелового разреза Западно-Сибирской плиты, олигоцен-нижнемелового (майкопского) разреза Скифской и Туранской плит и других объектов с клиноформным типом отложений осадочного чехла.

Методические аспекты секвентной стратиграфии и сейсмической стратиграфии находят отражение в разработках и российских специалистов. Последняя монография по этим вопросам вышла в свет в 1998 г. (А.Е. Шлезингер “Региональная сейсмостратиграфия” Научный Мир, 1998, 144 с.). Ее можно приобрести по адресу: 119890 Москва, ул. Знаменка, д. 11/11, коллектор Научный Мир. Тел.: 291-2847.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Найдин Д.П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеогеографической области. Статья 1. События мелового периода в океанах и морях. Бюл. МОИП, отдел геол. т. 67, вып. 5, 1992, с. 14–30.
- Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy interpretation procedure // Balle A.W. (ed.). Atlas of Seismic Stratigraphy: Amer. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol. 1987. V. 27. № 1. P. 1–10.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, акт экспертизы, направление организации, домашний адрес (с индексом), домашний и служебный номера телефонов и имя и отчество **всех** авторов.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стил изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки, номера телефонов автора (авторов) и адрес e-mail.

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17). На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, Стратиграфические исследования..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

- 1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий и имен;
- 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;
- 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);
- 4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Агрохимия
Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Биофизика
Биохимия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геоматнезизм и аэрономия
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Геоэкология
Доклады Академии наук

Журнал аналитической химии
Журнал вычислительной математики и математической физики
Журнал неорганической химии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Защита металлов
Зоологический журнал
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Молекулярная биология
Неорганические материалы
Нефтехимия
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Agricultural Chemistry
Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biophysics
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geomagnetism and Aeronomy
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Environmental Geoscience
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Doklady Physics
Doklady Earth Sciences
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Russian Journal of Zoology
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Molecular Biology
Inorganic Materials
Petroleum Chemistry
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

Журналы МАИК "Наука", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis
Russian Journal of Mathematical Physics