

Том 4, Номер 4

ISSN 0869-592X

Июль - Август 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор  
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

**Том 4 № 4 1996 Июль–Август**

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. Бибилова,  
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. 231-21-64

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

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 4, номер 4, 1996

---

---

О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний <i>Ю. О. Гаврилов, Л. Ф. Копеевич</i>	3
Аллохтонные комплексы палеозойских бентосных фоссилий Прикаспийской синеклизы <i>Л. Н. Клемина, Е. Л. Зайцева</i>	15
Возраст парамоновской свиты (альб Русской платформы) и глобальная трансгрессивно-регрессивная цикличность мела <i>А. С. Алексеев, Т. Н. Горбачик, С. Б. Смирнова, Н. Ю. Брагин</i>	31
Палеогеновые радиоларии Южной России: таксономический состав и палеоэкологические реконструкции <i>И. Е. Хохлова</i>	53
Развитие растительных сообществ и крупных млекопитающих в эоцен-раннемиоценовое время во Внетропической Азии <i>М. А. Ахметьев, В. Ю. Решетов</i>	62
Зоогеография позднеолигоценовых бассейнов Западной Евразии по двустворчатым моллюскам <i>С. В. Попов</i>	69
Проблемы зональной стратиграфии эоцена по кремниевому фитопланктону (на примере эоцена Прикаспийской впадины) <i>З. И. Глезер</i>	83
О соотношении морских и континентальных плиоцен-плейстоценовых отложений Западной Туркмении <i>И. А. Дуброво, А. Н. Низгаров, П. В. Федоров</i>	95

---

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Стратиграфия мезозойско-кайнозойских отложений солянокупольного бассейна Прикаспийской впадины <i>Ю. А. Волож, А. В. Синельников, В. Г. Грошев</i>	101
--	-----

---

## ПЕРСОНАЛИИ

Из истории отечественной палеонтологии и стратиграфии <i>О. С. Вялов, А. П. Ильина, Г. Я. Крымгольц</i>	109
--	-----

---

---

# Contents

---

---

## Vol. 4, No. 4, 1996

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

---

---

Some Geochemical, Biochemical and Biotic Consequences of Eustatic Oscillations <i>Yu. O. Gavrilov and L. F. Kopaevich</i>	3
Allochthonous Assemblages of Paleozoic Benthic Fossils from the Caspian Syncline <i>L. N. Klenina and E. L. Zaitseva</i>	15
Age of the Paramonovo Formation (Albian of the Russian Platform) and Global Transgressive-Regressive Cycles of the Cretaceous <i>A. S. Alekseev, T. N. Gorbachik, S. B. Smirnova, and N. Yu. Bragin</i>	31
Paleogene Radiolarians of Southern Russia: Taxonomic Composition and Paleocological Interpretations <i>I. E. Khokhlova</i>	53
The Eocene–Early Miocene Evolution of Plant Assemblages and Large Mammals in the Extratropical Asia <i>M. A. Akhmet'ev and V. Yu. Reshetov<sup>†</sup></i>	62
Zoogeography of the Late Oligocene Basins of West Eurasia Based on Bivalve Mollusks <i>S. V. Popov</i>	69
Problems of Eocene Siliceous Phytoplankton Zonation (Exemplified by the Caspian Eocene Deposits) <i>Z. I. Gleser</i>	83
Correlation between Marine and Terrestrial Pliocene–Pleistocene Deposits in the Western Turkmenistan <i>I. A. Dubrovo, A. N. Nigarov, and P. V. Fedorov</i>	95

---

## BRIEF COMMUNICATIONS

Stratigraphy of Mesozoic–Cenozoic Deposits in the Salt Dome Basin of the Pericaspian Depression <i>Yu. A. Volozh, A. V. Sinel'nikov, and V. G. Groshev</i>	101
---	-----

---

## PERSONALIA

A Chapter in the History of Paleontology and Stratigraphy in Russia <i>O. S. Vyalov<sup>†</sup>, A. P. Il'ina, and G. Ya. Krymgol'ts</i>	109
---	-----

---

---

Сдано в набор 16.04.96 г.

Подписано к печати 10.06.96 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 5.1 тыс.

Уч.-изд. л. 14.9

Бум. л. 7.0

Тираж 354 экз.

Зак. 4420

УДК 551.46.062.1

## О ГЕОХИМИЧЕСКИХ, БИОХИМИЧЕСКИХ И БИОТИЧЕСКИХ СЛЕДСТВИЯХ ЭВСТАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

© 1996 г. Ю. О. Гаврилов\*, Л. Ф. Копаевич\*\*

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

\*\*Московский государственный университет, 119899 Москва, Университетская пл., 1, Россия

Поступила в редакцию 02.02.94 г., получена после доработки 16.08.94 г.

Короткопериодные флуктуации уровня моря, обуславливавшие развитие регрессий и последующих трансгрессий, создавали предпосылки к усилению выноса с суши в водоем повышенных количеств биофильных элементов, что приводило к резкому увеличению продуктивности планктона, и в особенности безраковинного фито- и бактериопланктона. Некоторые виды фито- и бактериопланктона в определенных условиях выделяли токсины, что часто обуславливало угнетение или гибель известывыделяющих форм организмов. Соответственно в осадках происходило увеличение содержания органического вещества и уменьшение их карбонатности. Накопление в обогащенных органическим веществом осадках многих токсичных элементов и диагенетическая генерация  $H_2S$ , в ряде случаев сопровождавшаяся сероводородным заражением наддонных вод, оказывали негативное влияние на бентосную фауну. Одновременное проявление в водоемах взаимосвязанных явлений, сопровождавшихся стрессовым воздействием на планктонные и бентосные организмы, могло обуславливать возникновение некоторых биотических кризисов.

**Ключевые слова.** Колебания уровня моря, регрессии, трансгрессии, сапропелиты, биотические события, сероводородное заражение.

Изменения морской биоты в фанерозойской истории Земли нередко совпадали с эвстатическими флуктуациями, которые тем или иным образом влияли на объем экологического пространства различных представителей биоты, на температуру и соленость морских вод, содержание в них кислорода, на систему циркуляций течений и некоторые другие параметры среды (Кауффман, 1986 и др.).

Было установлено, что на состояние биоты весьма сильное воздействие оказывали аноксидные обстановки, возникавшие одновременно с накоплением отложений, обогащенных органическим веществом (ОВ). В частности, это влияние весьма рельефно проявляется при сопоставлении времени существования в водоемах аноксидных условий с распределением количества видов некоторых организмов в меловое время: с аноксидными эпизодами, в частности, совпадало существенное уменьшение видового разнообразия фораминифер, а их окончание, напротив, сопровождалось расцветом этих организмов, выражавшемся в заметном увеличении числа видов (рис. 1) (Горбачик, Копаевич, 1992). Во время подобных эпизодов устанавливались принципиально иные по сравнению с существовавшими до и после них геохимические условия седиментации. О геохимической и палеонтологической специфике образующихся при этом отложений можно судить по пограничным слоям сеномана и турона Крыма (разрез Аксу-дере, в районе г. Бах-

чисарай), в которых резко изменяется содержание планктонных и бентосных фораминифер, а также концентрация многих химических элементов (рис. 2). Схожая картина наблюдается в меловых отложениях и в других районах мира (Arthur et al., 1990; Brumsack, 1986 и др.). Подобные эпизоды характерны также для других временных интервалов фанерозоя (Jenkyns, 1988 и др.).

Для решения вопроса о природе таких резких в биотическом и геохимическом отношении аномалий следует выяснить, во-первых, причинно-следственную связь между ними и эвстатическими колебаниями и, во-вторых, рассмотреть каков был вероятный механизм обогащения осадков органическим веществом и каким образом это явление соотносилось с изменениями в биоте.

### РЕГРЕССИИ И ТРАНСГРЕССИИ КАК ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА ОБРАЗОВАНИЯ ОБОГАЩЕННЫХ ОВ ГОРИЗОНТОВ

Связь эвстатических колебаний с возникновением некоторых геохимических аномалий в осадочных толщах, в частности в виде железорудных образований, была подмечена Б. Брокампом (Brookamp, 1942), Н.М. Страховым (Страхов, 1947). Э. Хеллем и М. Брэшоу (Hallam, Bradshaw, 1979) пришли к выводу, что трансгрессии (обычно связанные с короткопериодными 3-го порядка эвстатическими флуктуациями) нередко

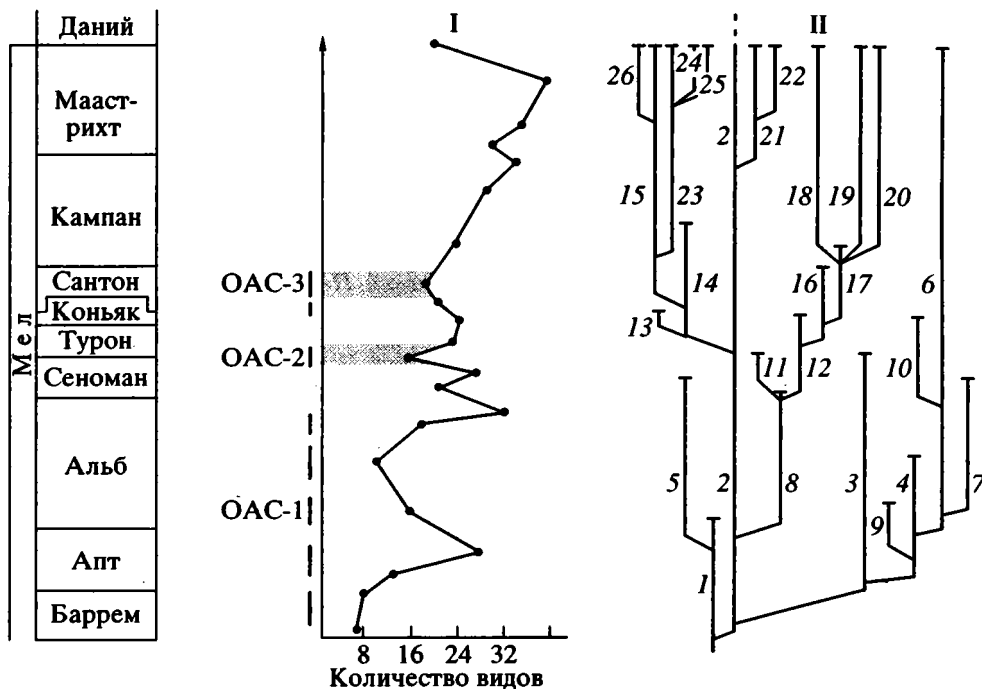


Рис. 1. Схемы таксономического разнообразия видов (I) и филогенетического развития родов (II) планктонных фораминифер в меловое время.

Океанические аноксидные события (ОАС): 1 – баррем-альбское, 2 – сеноман-туронское, 3 – коньяк-сантонское (?). Таксоны: 1 – *Globuligerina*, 2 – *Hedbergella*, 3 – *Clavhedbergella*, 4 – *Blowiella*, 5 – *Favusella*, 6 – *Globigerinelloides*, 7 – *Planomalina*, 8 – *Ticinella*, 9 – *Leopoldina*, 10 – *Hastigerinoides*, 11 – *Rotalipora*, 12 – *Praeglobotruncana*, 13 – *Helvetoglobotruncana*, 14 – *Whiteinella*, 15 – *Archeoglobigerina*, 16 – *Dicarinella*, 17 – *Marginotruncana*, 18 – *Globotruncana*, 19 – *Contusotruncana*, 20 – *Globotruncana*, 21 – *Globotruncanella*, 22 – *Abathomphalus*, 23 – *Rugoglobigerina*, 24 – *Rugotruncana*, 25 – *Kuglerina*, 26 – *Bucherina*.

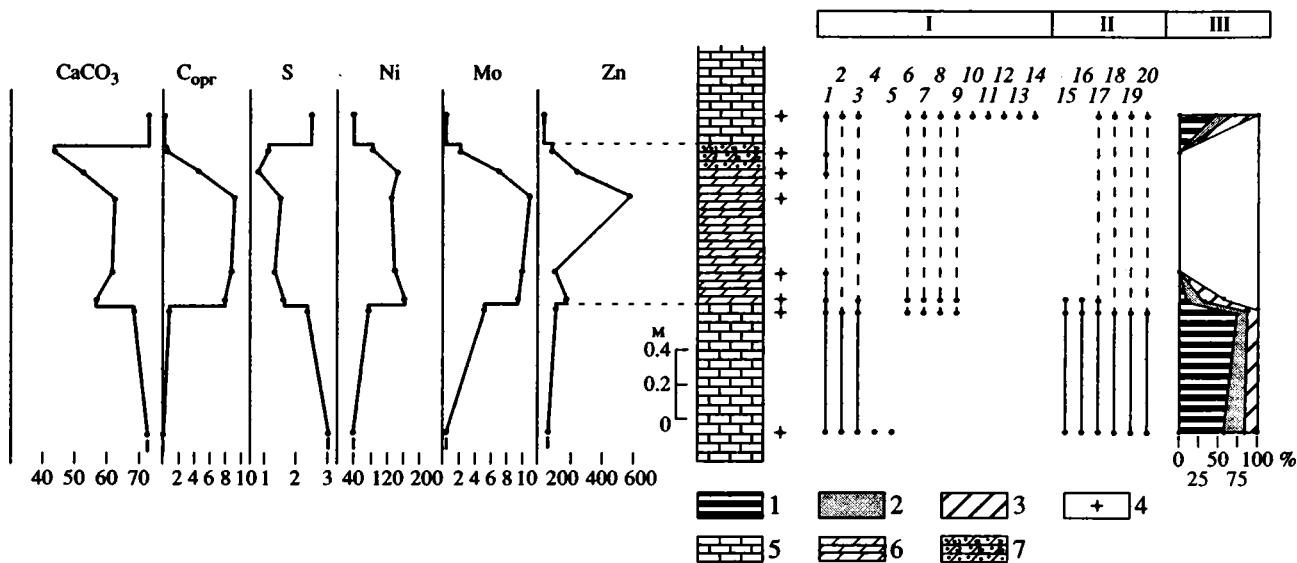


Рис. 2. Литологическая колонка пограничных слоев сеномана-турона (Крым, Аксу-дере) и распределение в них химических элементов и различных видов фораминифер.

Содержание  $\text{CaCO}_3$ ,  $C_{\text{орг}}$ , S – приведены в %, Ni, Mo, Zn – в  $10^{-4}\%$  (в пересчете на бескарбонатное вещество). (I) планктонные фораминиферы: 1 – *Hedbergella* spp., 2 – *Dicarinella* cf. *algeriana*, 3 – *Whiteinella* *brittonensis*, 4 – *Rotalipora* *greenhornensis*, 5 – *R. cushmani/deeckeii*, 6 – *Whiteinella* *baltica*, 7 – *Wh. archeocretacea*, 8 – *Wh. aumalensis*, 9 – *Wh. holzli*, 10 – *Wh. paradiabia*, 11 – *Dicarinella* *hagni*, 12 – *Praeglobotruncana* *oraviensis*, 13 – *Pr. imbricata*, 14 – *Pt. cf. praelhelvetica*; (II) бентосные фораминиферы: 15 – *Gaudryina* *filiformis*, 16 – *Arenobulimina* spp., 17 – *Lenticulina* spp., 18 – *Brotzenella* *berthelini*, 19 – *Lingulogavelinella* *globosa*, 20 – *Gyroïdina* *turgida*; (III) отношение планктонных фораминифер к бентосным. 1, 2 – планктонные фораминиферы (1 – бескилевые таксоны, 2 – килеватые таксоны); 3 – бентосные фораминиферы; 4 – места отбора образцов; 5 – известняк; 6 – битуминозные мергели; 7 – мергели с примесью алевритового материала и следами биотурбации.



же – преимущественно, видимо, растворенное ОВ – вступала в новый биологический цикл, утилизируясь планктоном и тем самым способствуя увеличению его биопродуктивности (рис. 3).

Анализ минералого-геохимических обстановок в современных болотных системах позволяет заключить, что процесс торфообразования создает условия, способствующие геохимической активности такого важного для биологического цикла элемента, как фосфор; болотный процесс в целом можно рассматривать как один из характерных типов проявления геохимической миграции фосфора в зоне гипергенеза (Ковалев, 1985). Следует отметить, что даже если по тем или иным причинам заболачивания территории не происходило, то в условиях гипергенного выветривания (особенно в областях тропического пояса) могли образовываться скопления (вплоть до месторождений) фосфатов. Так, например, фосфатный элювий является одним из распространенных образований на поверхностных выходах меловых карбонатных отложений Центральной России (Михайлов, 1986). Учитывая это обстоятельство, можно с большой долей вероятности предполагать, что в процессе взаимодействия моря и наземных прибрежных ландшафтов создавались предпосылки к выносу в водоем значительного количества соединений фосфора. Их поступление в море могло оказывать существенное влияние на увеличение биопродуктивности, что при определенных условиях приводило к обогащению осадков ОВ.

Агрессивная среда болотных систем обуславливала переработку осадочного материала, приносившегося в них реками, а также воздействовала на подстилающие их породы. При этом многие терригенные минералы, которые обычно рассматриваются как достаточно устойчивые к выветриванию, в среде торфяников растворялись, обогащая воды многими микроэлементами. Последние, попадая с дренажными водами в водоем, также включались в биологический цикл. Таким образом, торфяники являлись своего рода фильтром и системой по переработке осадочного материала, поступавшего с внутренних областей континентов. Следует также учитывать то, что прибрежные озерно-болотные ландшафты развивались прежде всего не на древних породах, а на слаболитифицированных или вовсе нелитифицированных отложениях, сравнительно незадолго до этого бывших донными осадками шельфа. Поэтому их переработка в агрессивной среде торфяников происходила особенно легко.

Таким образом, взаимодействие между наступающим морем и созданными в результате предшествующей регрессии на новообразованных прибрежных равнинах озерно-болотными ландшафтами являлось, как нам представляется, тем механизмом, который, с одной стороны, обуславливал поставку в водоем значительных масс рас-

творительного материала, а с другой – преимущественно в результате выноса растворенных биогенных элементов способствовал расцвету зоо- и фитопланктона (Гаврилов, 1994). Этот процесс создавал предпосылки к образованию обогащенных ОВ горизонтов, в которых в зависимости от условий осадконакопления и положения на площади бассейна преобладало ОВ растительного (наземного) или планктоногенного происхождения, но как правило, присутствовало и то, и другое.

Следует отметить, что озерно-болотные ландшафты, в частности торфяники, были весьма нестойкими системами и в результате волновой эрозии во время трансгрессий, как правило, полностью разрушались, почти не оставляя после себя следов в разрезах (за исключением районов активного угленакопления со специфическим тектоническим режимом). Поэтому прямые свидетельства рассмотренной схемы взаимодействия морских и континентальных прибрежных ландшафтов в разрезах древних толщ встречаются редко. Вместе с тем существуют некоторые косвенные свидетельства – в частности геохимические (Гаврилов, 1992), которые, как нам кажется, в целом подтверждают изложенную схему. В пользу реальности ее существования говорят также данные наблюдений над искусственными водоемами при их заполнении, и которые в этом случае являются как бы миниатюрной моделью развития трансгрессии. Так было отмечено, что в первые годы заполнения водохранилищ происходят чрезвычайно интенсивные вспышки биопродуктивности фитопланктона, связанные с ростом концентрации биогенных элементов, вымываемых из затопляемых почв (Петрова, 1990, Цеев, 1962). По своей сути это явление представляет собой аналог процессов, протекавших при развитии полномасштабных морских трансгрессий.

Следует, однако, учитывать, что взаимодействие морской трансгрессии с прибрежными ландшафтами, способствуя привносу биогенов и увеличению продуктивности водоемов, могло создавать только благоприятные предпосылки к формированию обогащенных ОВ осадков, его же реализация зависела от сочетания различных условий. Например, в водоемах с преобладанием биогенной карбонатной седиментации увеличение биопродуктивности при сохранении традиционных для него форм организмов могло привести к простому возрастанию скорости седиментации и каких-либо существенных изменений в характере осадочного материала в разрезах древних отложений при этом не наблюдается. Соответственно может создаться ошибочное впечатление об отсутствии влияния трансгрессии на осадконакопление. Иная картина возникала в тех случаях, когда всплеск биопродуктивности сопровождался в большей или меньшей степени выраженным изменением состава планктона и резким увеличением безраковинных форм (динофлагеллят, бакте-



риопланктона и др.), в результате чего осадки обогащались ОВ (при условии относительно небольших скоростей фоновой седиментации).

Рассмотрим, к каким следствиям могли привести подобные всплески биопродуктивности, сопровождавшиеся перестройкой структуры планктонного сообщества и накоплением в илах избыточных количеств ОВ.

### СТРЕССОВОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА БИОТУ ГЕО- И БИОХИМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

*Токсичные химические элементы.* В результате накопления повышенных количеств ОВ в осадках развиваются интенсивные диагенетические процессы, определяющие геохимическую обстановку не только в илах, но и в большей или меньшей степени в наддонной воде. Обилие ОВ обуславливает и характер диагенеза – в основном анаэробного типа по всей мощности осадков. Отсутствие окислительной пленки в поверхностных слоях осадков способствует поступлению в них из наддонной воды значительного количества некоторых химических элементов и их соединений (Волков, 1980 и др.). В основном в результате этого процесса, а также достаточно высокой сорбционной активности тканей отмерших планктонных организмов на стадии седиментации, илы оказываются обогащенными многими тяжелыми металлами: Cu, Pb, Ni, Hg, Co, Mo, Ag, Cd, Zn, As и др. В соответствии с классификацией элементов по степени токсичности их можно подразделить на три группы (Wood, 1984): нетоксичные – Na, K, Mg, Ca, H, O, N, C, P, Fe, S, Cl, Br, F, Li, Rb, Sr, Ba, Al, Si; очень токсичные и относительно легкодоступные для организмов – Be, Co, Ni, Cu, Zn, Sn, As, Se, Te, Pd, Ag, Cd, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Sb, Bi; токсичные, но либо образующие труднорастворимые соединения, либо очень редко встречающиеся – Ti, Hf, Zr, W, Nb, Ta, Re, Ga, La, Os, Rh, Ir, Ru. Элементы, концентрирующиеся в обогащенных ОВ осадках в подавляющем своем большинстве относятся к группе высокотоксичных. Как показывают данные по геохимии толщ черных сланцев, для них вообще характерно высокое содержание токсичных элементов-примесей (Юдович, Кетрис, 1991). Степень токсичности металлов внутри выделенных групп различна, как между собой, так и по отношению к разным организмам. Е. Сомерс (Somers, 1959) сравнил относительную токсичность металлов по отношению к некоторым из них и вывел следующий порядок токсичности, который хорошо коррелируется со степенью электроотрицательности элементов:  $Hg > Cu > Pb > Pd > Ni > Co > Be > Zn > Mn > Sr > Mg > Ca > Ba$ . В сапропелитовых горизонтах часто отсутствует корреляция между пиритной серой и тяжелыми металлами, что позволяет предполагать их нахождение в осадках в иных – более подвижных, чем сульфидные, формах и соответственно

способных проявлять свои токсичные свойства. Диагенетическое (совместно с седиментационным и биогенным) обогащение илов токсичными тяжелыми металлами оказывало негативное влияние на бентосную и, в частности, зарывающуюся фауну.

Исследования по влиянию микроэлементов среды обитания на рост микроорганизмов (Летунова, Ковальский, 1978) показывают, что повышенные концентрации Co, Mo, Cu, V, U, Sc в большинстве случаев оказывают на них ингибирующее воздействие. Вместе с тем степень этого влияния заметно различается для сходных форм разных биохимических провинций. С.В. Летунова и В.В. Ковальский отмечают, что присутствие в популяции организмов, которые в разной степени приспособлены к геохимическим факторам среды, а также существование в ней организмов с наследственно закрепленной пороговой чувствительностью к различным концентрациям химических веществ, дает материал для естественного отбора, значительно обостряющегося в экстремальных условиях.

*Сероводородное заражение наддонных вод.* Влияние на биоту токсичных малых элементов зачастую заслоняется действием другого продукта анаэробного диагенеза – сероводорода. Токсичные свойства  $H_2S$  и его воздействие на организмы хорошо известны. Сероводородное заражение водной толщи в бассейнах с более или менее постоянными аноксидными обстановками возникает в основном вследствие миграции  $H_2S$  из илов, обогащенных ОВ, в наддонную воду, как это, например, происходит в Черном море. Однако количество уходящего из илов  $H_2S$  зависит от ряда обстоятельств – как от интенсивности процесса восстановления сульфатов, так и от способности осадков к связыванию образующегося сероводорода, что в свою очередь определяется содержанием в илах реакционноспособных форм металлов и в первую очередь железа. До тех пор, пока в осадках имеется избыточное по отношению к  $H_2S$  реакционноспособное железо, возникающий сероводород полностью расходуется на образование сульфида Fe (Волков, 1984). Такой характер динамики процесса позволяет достаточно уверенно предполагать, что накопление обогащенных ОВ осадков на фоне либо терригенной, либо карбонатной седиментации (как крайних членов непрерывного ряда “глина–известняк”) по-разному влияет на возникновение сероводородного заражения в водоеме. Действительно, сравнивая средние содержание Fe в глинах и известняках (Turekian, Wedepohl, 1961) можно видеть, что они различаются почти на порядок: соответственно 4.72% и 0.38%. Таким образом при прочих равных условиях, т.е. при сходном обогащении отложенных ОВ, глинистые осадки обладают гораздо более высоким связующим  $H_2S$  потенциалом, чем

карбонатные осадки. Следует, конечно, учитывать, что не все железо в осадках является реакционноспособным и расходуется на образование сульфидов, однако, это не меняет картину в целом.

В бассейнах с преобладанием терригенной седиментации обогащение илов ОВ может вообще не привести к сероводородному заражению. Только при существенном преобладании накопления ОВ над Fe этот процесс начинается развиваться, но, видимо, с запаздыванием по отношению ко времени начала обогащения илов ОВ (пока не будет израсходован запас реакционноспособного Fe). Напротив, обогащение органическим веществом карбонатных осадков с низким содержанием Fe может практически сразу привести к эвакуации диагенетического  $H_2S$  из илов и появлению в водоеме сероводородного заражения. Мощность охваченного им столба воды прежде всего контролируется интенсивностью диагенетических процессов в осадках, но в значительной степени зависит также и от гидродинамического режима бассейна, от стратификации вод.

В крымском разрезе пограничных слоев сеномана–турона (см. рис. 2)<sup>1</sup> в обогащенных ОВ породах наблюдается уменьшение содержания серы на 1.5–2% по сравнению с ниже- и вышележащими породами (т.е. почти в 2 раза). Такое распределение серы, как нам представляется, возникло в результате интенсивных редукционных процессов и удаления из илов значительной части образовывавшегося  $H_2S$ . Сероводородное заражение вод бассейна было одним из ведущих факторов, обусловивших наблюдаемое в разрезе распределение организмов (рис. 2). Процессы сульфидообразования в этих, обогащенных ОВ отложениях, происходили, но в относительно небольших масштабах из-за низкого содержания в них железа.

<sup>1</sup> Уже после сдачи рукописи в печать была опубликована статья Д.П. Найдина и С.И. Княшко (Найдин, Княшко, 1994), в которой также содержатся данные по распределению ряда химических элементов в разрезе пограничных слоев сеномана/турона оврага Аксу-дере в Крыму и которые в отличие от приводимых нами (рис. 2) характеризуются значительным разбросом величин концентраций элементов внутри обогащенного ОВ пласта. Эти различия как нам представляется, обусловлены разным подходом к отбору образцов. Эти авторы отбирали, видимо, все разновидности пород, выделяющиеся в пределах пласта, в том числе и из светлых линзовидных прослоев, в которых содержание  $S_{орг}$  и некоторых других элементов заметно понижается. По нашему мнению образование внутри пласта темных мергелей светлых линзовидных пятен связано с гипергенными процессами: окислением в процессе выветривания пород немногочисленных диагенетических пиритовых конкреций с образованием серной и сульфоновой кислот, которые в последующем взаимодействовали с породами пласта, что привело к их изменению, и в частности, к осветлению и уменьшению содержания  $CaCO_3$  (см. А.И. Перельман “Геохимия элементов в зоне гипергенеза”. М.: Недра, 1972. 288 с.). Нами же приводятся результаты анализов пород, в основном не затронутых гипергенными процессами.

Накопление в илах с повышенным содержанием ОВ токсичных элементов и образование сероводорода были ведущими факторами отрицательного воздействия прежде всего на бентосную фауну. Вместе с тем в осадках, накапливавшихся во время аноксидных событий, исчезают многие планктонные формы – в частности фораминиферы (рис. 2). Биологические циклы последних зачастую не связаны с погружением в сколько-нибудь глубокие горизонты водной толщи, которые могли быть заражены сероводородом (например, некоторые таксоны явно были подвержены воздействию стрессовых процессов, проходивших в верхних слоях воды; при этом наиболее выживаемыми являлись таксоны-космополиты (Hedbergella). До некоторой степени отсутствие карбонатных раковин в темных мергелях может быть обусловлено их диагенетическим растворением. Однако только этой причиной существующую картину распространения остатков фауны в разрезах объяснить трудно. Например, в пограничных отложениях сеномана–турона (рис. 2) в горизонте битуминозных мергелей происходит общее снижение карбонатности пород, что, видимо, является отражением седиментационного уменьшения накопления  $CaCO_3$ , вызванного в свою очередь падением в этот период продуктивности некоторых форм известковидного планктона. Увеличение же содержания в осадках ОВ обусловлено расцветом иных – бескарбонатных представителей фитопланктона и, возможно, бактериальной массы. Действительно, если предположить, что образование обогащенного ОВ горизонта было связано не с перестройкой планктонного сообщества, а только с увеличением биопродуктивности водоема с сохранением прежней “структуры биоса”, то в этом случае – как отмечалось выше – произошло бы простое возрастание скоростей седиментации без увеличения содержания ОВ в осадках и резкие литолого-геохимические различия слоев в разрезе отсутствовали бы.

О том, что в периоды аноксидных событий происходили существенные изменения в комплексах фитопланктона свидетельствуют, в частности, данные по распределению палиноморфных групп в нижнетюрарских посидониевых сланцах, в которых некоторые формы фитопланктона исчезают, другие же появляются в большом количестве (Вилле, 1985; Riegel et al., 1986). Таким образом, одновременно с накоплением осадков, обогащенных ОВ, стрессовое воздействие на биоту происходило как в придонных, так и в верхних слоях водоемов. Причем крайне маловероятно, что этот стресс был связан с заражением вод  $H_2S$  в столь крупных – иногда почти глобальных масштабах.

*Воздействие на биоту “красных приливов”.* Среди наиболее вероятных причин, с одной стороны, резкого увеличения биопродуктивности поверхностных слоев водоемов, а с другой – угне-

тенного состояния (если не полного исчезновения) в этой экосистеме многих существовавших здесь ранее планктонных форм – были вспышки цветения фитопланктона – явление, известное под названием “красных приливов”. Как показывают океанографические исследования красные приливы весьма широко распространены в природе: их появление отмечено у берегов практически всех континентов, а также во внутренних морях (Туманцева, 1985; Anderson et al., 1982; Bodeanu, Usurelu, 1979; Correto et al., 1986; Kat, 1983; Maclean, 1979; Murphy et al., 1975; Sukhanova et al., 1988; Watras et al., 1985 и др.). Существование этого явления в современную эпоху позволило некоторым исследователям привлечь его для объяснения ряда особенностей развития биоты в морях геологического прошлого; наиболее последовательно идею о связи между позднемеловыми биотическими событиями и развитием “красных приливов” отстаивал Д.П. Найдин (Найдин, 1985, 1986; Найдин и др., 1986).

Воздействие красных приливов на экологическую обстановку бывает крайне негативным (Dale, Yentsch, 1978; Ray, Aldrich, 1965; White, 1981 и др.). Так, имевший место красный прилив в мае 1968 г. у восточных берегов Англии привел к гибели моллюсков, угрей, морских птиц (преимущественно бакланов) (Adams et al., 1968); пострадало также около 80 человек, потреблявших моллюсков в пищу. Развитие этого красного прилива было связано прежде всего с вспышкой цветения динофлагеллят и, в частности *Gonyaulax tamarensis* Lebour (Robinson, 1968). При этом зона распространения токсичных динофлагеллят протягивалась вдоль побережья почти на 500 км при ширине более 10 км (Indham et al., 1968). Разложение отмершей массы водорослей было причиной понижения в воде содержания кислорода, что оказало дополнительное стрессовое воздействие на экосистему.

Массовая гибель морской фауны, в том числе большого количества рыб, периодически отмечается в районах действия океанского апвеллинга. Причиной этого явления могут являться дефицит кислорода и образование сероводорода (Copenhagen, 1953); вместе с тем в районе Уолфиш Бэй было установлено, что гибель рыб почти всегда совпадает с “красными приливами”; причем одним из четырех видов динофлагеллят, доминирующих во время этих событий, является *Gonyaulax tamarensis* Lebour (Pieterse, Van der Post, 1967).

“Красные приливы” возникают вследствие цветения как нетоксичных, так и токсичных водорослей. Известны токсичные представители диатомей, значительное количество токсичных форм представлено динофлагеллятами – до 200 видов (Зернова, 1992; Abbott, White, 1979; Loeblich, Loeblich, 1979; Shimizu, 1978; Steidinger, Baden, 1984); могут вырабатывать токсины (нейро-, гепато- и, видимо, дерматотоксины) также синезеленые во-

доросли (Петрова, Чернаенко, 1993; Jackim, Gentile, 1968), бактерии. Следует отметить, что образование в определенных условиях некоторыми видами фитопланктона токсинов является частным случаем более широкого явления – взаимодействия растений в сообществах, которое происходит путем образования и выделения в окружающую среду различных химических соединений (Гродзинский, 1965; Райс, 1978; Хайлов, 1971; Lucas, 1947; Sounders, 1957; Whittaker, Feeny, 1971 и др.); для фитопланктона такое взаимодействие было подтверждено многочисленными экспериментальными исследованиями (Райс, 1978 и др.).

Важно подчеркнуть, что некоторые формы фитопланктона токсичны по своей природе, в то время как другие начинают выделять токсины в неблагоприятных условиях (например, при уменьшении в среде их обитания биофильных элементов, при нарушении баланса этих элементов). Как показали наблюдения за развитием одного из “красных приливов” у восточных берегов Северного моря в 1989 г. (обзорная работа Зерновой, 1992), его возникновение явилось следствием сочетания таких условий, когда произошел снос с континента в море избыточных количеств фосфора и азота. При этом было установлено, что определенный вид фитопланктона (жгутиковая водоросль *Chrysochromulina polylepis*), ответственный за появление “красного прилива”, при низком содержании фосфора и высоком азота, уже на ранних стадиях массового развития, вырабатывал токсин, который на некотором этапе его накопления в среде приводил к гибели других форм планктона. Были отмечены также случаи гибели крупных рыб. После того, как запасы питательных веществ были исчерпаны, рост популяции фитопланктона прекратился, а после ее гибели вся эта биомасса опустилась на дно, что в итоге привело к существенному изменению геохимической обстановки в придонных водах и повлияло на условия обитания бентосной фауны и некоторых видов рыб. Примеры подобных воздействий “красных приливов” на окружающую среду можно было бы многократно умножить (Aubert, 1990; Brongersma-Sanders, 1957 и др.).

Если описанная ситуация была создана в общем в результате совпадения некоторых климатических особенностей Европы в 1989 г., обусловивших снос с континента в море значительных количеств фосфорных и азотных соединений (а также отчасти в результате постоянной антропогенной эвтрофикации), то в геологическом прошлом сходные по результатам обстановки могли возникать в периоды быстрых флуктуаций уровня морей, когда трансгрессии сопровождалась выносом с суши в морские водоемы избыточных количеств биофильных элементов. Это приводило к вспышкам биопродуктивности планктона и, в частности, токсичного фитопланктона. По отмечаемой во многих горизонтах, обогащенных ОВ,

тонкой слоистости можно судить о цикличном характере этих всплесков цветения. С большой долей вероятности можно предполагать, что в эти периоды создавались благоприятные условия для развития явления, аналогичного современным токсичным “красным приливам”. Следствием расцвета фитопланктона было существенное увеличение биомассы, а соответственно обогащение илов органическим веществом, угнетение или гибель ранее обитавших в водоемах форм планктона и игравших ведущую роль (в том числе зоопланктона с карбонатными раковинами). Ежегодное бурное цветение фитопланктона продолжалось до тех пор пока в избытке поступали фосфор, азот и др. С окончанием трансгрессии этот процесс постепенно затухал, падала биопродуктивность фитопланктона, и те формы организмов, которые сумели выжить и “переждать” этот дискомфортный для них период в более благоприятных условиях, возвратились в места своего прежнего обитания (например, рис. 2).

*“Красные приливы” в геологическом прошлом.* Возможность существенного влияния на биоту “красных приливов” в геологическом прошлом обсуждалась исследователями при анализе причин, приведших к образованию “рыбных кладбищ” в олигоценовых отложениях Предкавказья (Мстиславский, Коченов, 1960). В нижнемеловых отложениях Дании отмечаются скопления двустворчатых моллюсков, массовая гибель которых связывается со вспышкой цветения токсичных динофлагеллят (Noe-Nygaard et al., 1987).

Однако в древних разрезах подобные виды массовой гибели морской фауны (рыб, моллюсков и т.д.) встречаются нечасто, тогда как явление “красного прилива”, по всей видимости, было распространено достаточно широко. В настоящее время отсутствуют прямые свидетельства токсичных “красных приливов”, основанные на непосредственном установлении присутствия в отложениях токсинов, что можно сделать при изучении современных форм, ответственных за “цветение” водоемов (Кармайкл и др., 1993 и др.); кроме того пока неясна принципиальная возможность сохранения токсинов в древних отложениях, прошедших хотя бы только стадию диагенеза. Не исключено также, что в процессе эволюции менялась восприимчивость организмов к токсинам и те вещества, которые раньше были для них ядовитыми, сейчас таковыми не являются. В связи с этим, для того чтобы установить связь между образованием тех или иных слоев с токсичными красными приливами, следует опираться на некоторые косвенные признаки этого явления. В частности к таким признакам может относиться резкая, внезапная смена традиционных для водоема форм организмов на другие или, по крайней мере, существенные количественные изменения в их соотношении. Вспышки цветения динофлагеллят или синезеленых водорослей (возможно,

бактерий) приводят к обогащению осадков ОВ, сопровождающееся заметными изменениями геохимической характеристики отложений. По особому, очевидно, запечатлеваются в осадках вспышки цветения токсичных форм диатомовых.

В мезозойских и кайнозойских отложениях юга России и смежных регионов на разных стратиграфических уровнях выделяются слои, различающиеся по мощности и по распространению на площади, образование которых может быть связано с явлением красных приливов.

В среднеэоценовых мергелистых отложениях кумской свиты Предкавказья отмечается более высокий фон содержания  $C_{орг}$ , чем в ниже- и вышележащих отложениях. Для свиты характерно отсутствие бентосной фауны, что, очевидно, связано с  $H_2S$ -заражением придонных вод, но планктонные формы, в том числе фораминиферы, распространены очень широко и являются одними из пороодообразующих организмов. В этих отложениях встречаются прослой мощностью от долей – до первых сантиметров, в которых происходит существенное увеличение содержания  $C_{орг}$  и одновременное уменьшение количества  $CaCO_3$ , что хорошо видно из сопоставления данных химических анализов пар образцов, отобранных из этих прослоев (таблица, обр. 18/2, 26) и на некотором – первые дециметры – расстоянии от них (обр. 18/1, 25); среди них особенно выделяется прослой (обр. 18/2), в котором содержание  $C_{орг}$  возрастает с 0.5 до 10%, а количество  $CaCO_3$  падает с 74 до 8%. В этих прослоях наблюдается резкое снижение числа или полное в них исчезновение фораминифер; одновременно, как видно из таблицы, существенно менялся геохимический облик отложений. Причем отсутствие фораминифер не связано с их растворением, т.к. в тех же прослоях наблюдается большое количество кокколитов хорошей сохранности без следов их растворения. Образование подобных прослоев, сопровождавшееся существенной перестройкой в экосистеме верхней части водной толщи, по нашему мнению, было обусловлено вспышкой цветения токсичного фитопланктона, угнетающе действовавшего на другие формы планктона, и в частности, на фораминиферы. Поскольку периоды развития “красных приливов” в кумское время были относительно непродолжительными и, видимо, относительно ограниченными по площади, после их окончания традиционный для водоема планктон занимал прежнее место своего обитания.

В связи с рассматриваемым вопросом представляет интерес верхнепалеоэоценовый сапропелитовый горизонт, прослеживающийся на значительной территории – от Кавказа до Средней Азии (Музылев и др., 1989), образование которого происходило на фоне относительно кратковременной быстрой трансгрессии. На Северном Кавказе (Кабардино-Балкария) в основании неодно-

Содержание химических компонентов в прослоях, в различной степени обогащенных органическим веществом\*

№ обр.	C <sub>орг</sub>	CaCO <sub>3</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Mo	Ag	Стратиграфическое и географическое место отбора образцов
18/1	0.5	74.1	0.89	0.04	0.15	0.05	40	20	60	47	12	10	1.8	0.05	Кумская свита (бартон), р. Рубасчай (Дагестан)
18/2	10.6	7.9	3.66	0.02	0.45	0.13	210	105	400	220	30	30	8.8	2.35	»
25	1.53	88.3	3.91	1.46	0.25	0.20	76	21	48	28	5	5	2.4	0.27	Кумская свита, р. Хеу (Кабардино-Балкария)
26	7.50	54.0	3.25	0.36	0.30	0.27	240	102	1600	220	10	14	14	0.19	»
9	Следы	13.6	3.89	0.30	0.51	0.06	141	112	162	79	38	30	2.3	0.08	Верхний палеоцен, р. Хеу
11а	8.0	Следы	5.95	0.16	0.41	0.31	740	338	1100	172	53	69	23.1	6.50	»
11б	7.2	12.9	6.69	0.16	0.38	0.30	270	356	1700	122	52	32	73	2.70	»

\* Содержание C<sub>орг</sub>, CaCO<sub>3</sub>, Fe, Mn, Ti, P – в %, остальные – 10<sup>-4</sup>%.

родного по строению сапропелитового пласта (~0.40–0.45 м) выделяется слой (4–5 см), содержащий C<sub>орг</sub> до 8% при полном отсутствии CaCO<sub>3</sub> (таблица, обр. 11а), в котором нет остатков известково выделяющего планктона; в средней части горизонта они появляются и карбонатность отложений возрастает (таблица, обр. 11б) (Гаврилов, Музылев, 1991), при этом содержание C<sub>орг</sub> остается достаточно высоким. Близкое содержание C<sub>орг</sub> в разных прослоях сапропелитового горизонта, в одном из которых известковые раковинки сохранились, а в другом нет, свидетельствует о том, что различия в степени диагенетической переработки осадков не были основной причиной такого распределения остатков раковин, а возникли на стадии седиментогенеза. Нам представляется вполне возможным связать образование прослоя из основания сапропелитового пласта также с цветением токсичного фитопланктона, что привело к отсутствию в осадках скелетов кокколитофорид и фораминифер; в дальнейшем – во время накопления остальной части горизонта, видимо, в связи с несколько изменившейся обстановкой в водоеме – цветение фитопланктона перестало сопровождаться выделением токсинов и иные формы планктона (в том числе и зоопланктон) вернулись в эту часть водоема и внесли свой вклад в формирование сапропелитовых осадков. Интенсивное цветение фитопланктона, происходившее в конце позднего палеоцена на фоне быстрой глобальной трансгрессии, было, видимо, одной из форм реакции биоты водоемов на менявшееся состояние окружающей среды; в других регионах этот эпизод мог проявиться и запечатлеться в осадках иначе. Но, очевидно, в большинстве мест результатом его было сильное стрессовое воздействие на экосистему морей. В этой связи обращает на себя внимание то, что непосредственно внутри сапропелитового пласта, согласно данным Н.Г. Музылева (Гаврилов, Музылев, 1991), проходит граница между подзонами по наннопланктону.

Анализ меловой фауны показывает, что сеноман-туронское аноксидное событие, с которым во многих местах связано образование отложений, обогащенных C<sub>орг</sub>, сопровождалось вымиранием высокоспециализированных, так называемых “глубоководных таксонов”. Для завершения жизненного цикла им необходимо погружение в более низкие слои водной толщи. Сероводородное заражение нижней части толщи воды вызывало резкое сокращение репродукционных процессов, проходивших в эвфотической зоне. Однако в ряде случаев прослеживается исчезновение из разрезов и “мелководных таксонов”, жизненный цикл которых проходит в пределах эвфотической зоны. Для них характерен и другой тип отбора – с многочисленным быстро созревающим потомством и высокой степенью конкуренции между молодыми и взрослыми особями (г-отбор). Для этой группы ископаемых организмов регулирующая роль принадлежала, по-видимому, процессам, происходившим непосредственно в области эвфотической зоны. Схема, предложенная П. Лери и др. (Leary et al., 1989), весьма привлекательна, но вряд ли всегда справедлива в своей второй части (С, D и E). По-видимому, вымирание планктонных фораминифер родов *Hedbergella*, *Whiteinella* обуславливалось действием стрессовых явлений в поверхностных слоях воды. При этом наиболее устойчивыми являлись мелкие формы таксонов-космополитов с небольшой раковиной и шарообразными камерами (типа *Hedbergella*). Олиготаксонный период в развитии планктонных фораминифер семейства *Globotruncanidae* совпадал с периодом максимально высокого стояния уровня Мирового океана. Изменения океанографических параметров – возникновение дефицита O<sub>2</sub> в придонных слоях воды часто сопровождалось образованием H<sub>2</sub>S и одновременное появление значительного количества токсических веществ в пределах эвфотической зоны в основном в результате цветения бактерио- или фитопланктона

являлись, видимо, мощным регулятором филогенетического развития фораминифер. Эти явления не только “уничтожали” высокоспециализированные морфотипы родов *Rotalipora*-*Thalmanipinella*, но и приводили к появлению новых морфологических признаков, способствовавших более высокой степени специализации организмов (рис. 1).

В связи с рассматриваемым вопросом представляет интерес граница мела и палеогена. В одних районах на границе маастрихта и дания отмечается небольшой по объему перерыв, в других – к ней приурочен маломощный (первые дециметры) глинистый слой, часто бурого цвета, ниже и выше которого, как правило, залегают карбонатные породы. Следует отметить, что в некоторых местах пограничные мел-палеогеновые отложения формировались в аноксидных обстановках (Kajiwaga, Kaiho, 1992). Флуктуации уровня моря, возникновение аноксидных обстановок, резкое сокращение продуктивности известкью выделяющего планктона – совокупность этих явлений сопровождала также сеноман-туронское и позднелпалеогеновое события, о которых говорилось выше. Вполне вероятно, что во время пограничного маастрихт-датского события известковый планктон испытал сильное стрессовое воздействие в результате развития в ряде районов Мирового океана токсичных “красных приливов”, которые в определенной степени могли повлиять на возникновение кризиса биоты. Предположение о том, что “красные приливы” были одной из причин пограничного мел-палеогенового биотического кризиса неоднократно высказывал Д.П. Найдин (Найдин, 1985, 1986; Найдин и др., 1986).

Оппонентами идеи существенного влияния на биоту “красных приливов” приводится, как правило, тот факт, что современные “красные приливы” локальны и кратковременны и, следовательно, не могут быть причиной глобальных событий. Однако следует учитывать, что обстановки прошлых геологических эпох могли значительно отличаться от современных. В частности, меловой океан был так называемым “вялым океаном” (sluggish Ocean) с крайне слабой циркуляцией, лишенным активных контурных течений. В таком океане на фоне развивающейся трансгрессии “красные приливы” могли охватывать огромные площади и, однажды возникнув, продолжаться довольно длительное время, и, соответственно, служить причиной исчезновения некоторых специализированных групп организмов и впоследствии быстрого расселения других.

Проблема возникновения “красных приливов” в геологическом прошлом, их влияние на биоту и выявление критериев их распознавания пока недостаточно разработана. Однако это явление реально существует в настоящее время и вряд ли можно сомневаться в том, что оно, возможно, несколько в иных формах, существовало в древнос-

ти. Поэтому нам представляется необходимым рассматривать “красные приливы” или сходные с ними явления в ряду факторов наиболее сильного стрессового воздействия на биоту как в морских, так и пресноводных водоемах, которые следует учитывать при палеоэкологических и литологических реконструкциях.

## ВЫВОДЫ

Резюмируя изложенное выше, схему воздействия на биоту факторов, сопровождавших накопление горизонтов “черных сланцев”, можно представить следующим образом. Быстрые флуктуации уровня моря создавали предпосылки к усилению поступления с суши в водоем повышенных количеств биофильных элементов, что вызывало резкий всплеск продуктивности планктона и в особенности безраковинного фитопланктона. В определенных условиях, например, при возникновении дисбаланса питательных веществ, некоторые виды фитопланктона выделяли токсины, что приводило к угнетению или даже гибели других форм организмов, и в частности, карбонаткью выделяющего планктона. На процессе седиментации это отражалось таким образом, что в осадках существенно возрастало содержание ОВ за счет безраковинных водорослей и организмов при одновременном уменьшении количества  $\text{CaCO}_3$  из-за сокращения в осадках доли фораминифер, кокколитофорид и др.

Обилие в илах ОВ обуславливало интенсивное течение диагенетических процессов, которые: а) в значительной мере были ответственны за накопление в илах многих токсичных тяжелых металлов, б) генерировали большое количество  $\text{H}_2\text{S}$ ; токсичные элементы и  $\text{H}_2\text{S}$  оказывали негативное воздействие на донные организмы. В условиях анаэробного диагенеза миграция из илов в наддонную воду  $\text{H}_2\text{S}$  в значительной мере регламентировалась интенсивностью процессов диагенетического сульфидообразования. Соответственно, при прочих равных условиях в водоемах, в которых накапливались осадки с низким содержанием Fe, создавались более благоприятные условия для появления сероводородного заражения, чем при накоплении осадков, относительно обогащенных Fe. Так как в карбонатных илах содержание Fe, как правило, гораздо ниже, чем в глинистых, на фоне карбонатного осадконакопления сероводородное заражение вод бассейна развивалось, видимо, интенсивнее, чем на фоне терригенной седиментации.

Таким образом, во время накопления горизонтов, обогащенных ОВ, разные факторы, в том числе гео- и биохимические, воздействовали на биоту, как на бентоносную, так и на планктонную. Механизмы этих стрессовых воздействий различались, но результаты были схожими: во всей системе водоема – в его придонных и припо-

верхностных частях более или менее синхронно могли возникать неблагоприятные для существования организмов условия. Такое комплексное стрессовое воздействие на биоту рассмотренных факторов вкупе с некоторыми другими, сопровождавшими резкие колебания уровня океана (изменение площади водоемов, солености (?), температуры, усиление стратификации вод и т.д.) играло, очевидно, весьма существенную роль в ее перестройке – вымирании старых и расцвете новых форм.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вилле В.* Палинология битуминозных сланцев верхнего лейаса // Циклическая и событийная седиментация / Ред. Эйнзель Г., Зейлахер А. М.: Мир, 1985. С. 457–458.
- Волков И.И.* Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 271 с.
- Волков И.И.* Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 144–168.
- Гаврилов Ю.О.* К геохимии терригенных отложений в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря (нижняя и средняя юра, Северный Кавказ) // Литология и полезн. ископ. 1992. № 2. С. 57–70.
- Гаврилов Ю.О.* О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Проблемы эволюции биосферы. М.: Недра, 1994. С. 305–311.
- Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г.* К геохимии сапропелитовых прослоев в палеогеновых отложениях Центрального Кавказа // Литология и полезн. ископ. 1991. № 6. С. 84–98.
- Гродзинский А.М.* Аллелопатия в жизни растений и их сообществ. Киев: Наукова думка, 1965. 200 с.
- Горбачик Т.Н., Копачевич Л.Ф.* Влияние меловых событий на эволюцию глобигеринид // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Кн. 1. С.-Пб.: ВНИИОкеанология, 1992. С. 17–31.
- Зернова В.В.* Океан обороняется физиологическим оружием // Природа. 1992. № 5. С. 38–41.
- Кармайл В.В., Чернаенко В.М., Эванс В.* Циклические пептидные гепатотоксины из пресноводных цианобактерий (синезеленых водорослей), собранных в цветущих водоемах Украины и Европейской части России // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 5. С. 661–663.
- Кауффман Э.Д.* Структура вымираний морских биот в меловом периоде // Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 156–254.
- Ковалев В.А.* Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.
- Летунова С.В., Ковальский В.В.* Геохимическая экология микроорганизмов. М.: Наука, 1978. 147 с.
- Михайлов Б.М.* Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 238 с.
- Мстиславский М.М., Коченов А.В.* Майкопские костные брекчии и гибель рыб в “красных водах” // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 5. С. 1169–1172.
- Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П.* Сапропелевые прослои в нижнепалеогеновых отложениях Юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 117–119.
- Найдин Д.П.* Граница мела и палеогена: стратиграфические аспекты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 5. С. 71–85.
- Найдин Д.П.* Граница мела и палеогена на Мангышлаке и предполагаемые события на рубеже маастрихта и дания // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1986. № 9. С. 3–13.
- Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А.* Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.
- Найдин Д.П., Кияшко С.И.* Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Статья 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 1. С. 28–42.
- Петрова Н.А.* Сукцессии фитопланктона при антропогенном эвтрофировании больших озер. Л.: Наука, 1990. 199 с.
- Петрова Н.А., Чернаенко В.М.* Синезеленые водоросли в пресных водоемах // Природа. 1993. № 8. С. 3–9.
- Райс Э.* Аллелопатия. М.: Мир, 1978. 392 с.
- Страхов Н.М.* Железорудные фации и их аналоги в истории Земли (опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования). М.: Изд-во АН СССР, 1947. 268 с.
- Туманцева Н.И.* “Красный прилив” в Черном море // Океанология. 1985. Т. 25. Вып. 1. С. 130–132.
- Хайлов К.М.* Экологический метаболизм в море. Киев: Наукова думка, 1971. 252 с.
- Цееб Я.Я.* О некоторых общих закономерностях формирования гидробиологического режима Каховского водохранилища // Тр. зонального совещания по типологическому и биологическому обоснованию рыбохозяйственного использования водоемов южной зоны СССР. Кишинев, 1962. С. 204–210.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия и рудогенез токсичных элементов-примесей (Cd, Hg, As, Sb, Se) в черных сланцах. Сыктывкар, 1991. 80 с.
- Abbot B., White A.* Toxigenesis in dinoflagellates // Toxic Dinoflagellate blooms / Taylor D.L., Seliger H.H. (eds). North Holland; New York: Elsevier, 1979. P. 494–496.
- Adams J.A., Seaton D.D., Buchanan J.B., Longbottom M.R.* Biological observation associated with the toxic phytoplankton bloom off the East Coast // Nature. 1968. V. 220. № 5162. P. 24–25.
- Anderson D.M., Kulis D.M., Orphanos J.A., Ceurvels A.R.* Distribution of the toxic dinoflagellate *Gonyaulax tamarensis* in the Southern New England region // Estuarine, Coastal Shelf Sci. 1982. V. 14. P. 447–458.
- Arthur M.A., Jenkyns H.C., Brumsack H.J., Schlanger S.O.* Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences // Greatceous resources, events and rhythms / Ginsburg R.N., Beaudoin B. (eds). NATO ASI series. Series C. V. 304. Dordrecht; Boston; London: Klywer Academic Publishers. 1990. P. 75–119.
- Aubert M.* La proliferation estivale du plancton toxique // La recherche. 1990. V. 21. № 223. P. 916–919.

- Blaine C.C.* Modern analogs of coal formations // U. S. Geol. Surv. Yearb., Fiscal Year 1988. Denver (Colo). 1989. P. 81–84.
- Brockamp B.* Zur Entstehung Deutscher Eisenerzlagertstätten // Archiv Lagerstättenforschung. Berlin, 1942. H. 75. S. 7–86.
- Brongersma-Sanders M.* Mass mortality in the sea // Treatise on ecology and paleoecology. V. 2. Geol. Soc. Amer. Mem. 1957. V. 67. P. 941–1010.
- Bodeanu N., Usurelu M.* Dinoflagellate blooms in Rumanian Black Sea coastal waters // Toxic Dinoflagellate blooms / Taylor D.L., Seliger H.H. (eds). North-Holland; New York: Elsevier, 1979. P. 151–154.
- Brumsack H.-J.* Trace metal accumulation in black shales from Cenomanian/Turonian boundary event // Global bio-events. Lecture Notes in Earth Sciences. V. 8 / Walliser O. (ed). Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1986. P. 337–343.
- Copenhagen W.J.* The periodic mortality of fish in the Walvis region // Invest. Rep. Div. Fish. S. Afr. 1953. V. 14. P. 1–35.
- Correto J., Benavides H., Negri R., Glorioso P.* Toxic red-tide Argentine sea. Phytoplankton dinoflagellate *Gonyaulax excavata* in a frontal area // J. Plankton Res. 1986. V. 8. P. 15–28.
- Dale B., Yentsch C.M.* Red tide and paralytic shellfish poisoning // Oceanus. 1978. V. 21. P. 41–49.
- Hallam A., Bradshaw M.I.* Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions // J. Geol. Sci. 1979. V. 136. Pt. 2. P. 157–164.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since Triassic // Science. 1987. № 4793. P. 1156–1167.
- Ingham H.R., Mason J., Wood P.C.* Distribution of toxin in molluscan shellfish following the occurrence of mussel toxicity in North-East England // Nature. 1968. V. 220. № 5162. P. 25–27.
- Jackim E., Gentile J.* Toxins of a blue-green algae: Similarity to saxitoxin // Science. 1968. V. 162. P. 915–916.
- Jenkyns H.C.* The early Toarcian (Jurassic) anoxic event; stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence // Amer. J. Sci. 1988. V. 288. P. 101–151.
- Kajiwara Y., Kaiho K.* Oceanic anoxia at the Cretaceous/Tertiary boundary supported by the sulfur isotope record // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1992. V. 99. P. 151–162.
- Kat M.* *Dinophysis acuminata* blooms in the Dutch coastal area related to diarrhetic mussel poisoning in the Dutch Waddensea // Sarsia. 1983. V. 68. P. 81–84.
- Leary P.N., Carson G.A., Cooper M.K.E. et al.* The biotic response to the late Cenomanian oceanic anoxic event; integrated evidence from Dover, SE England // J. Geol. Soc. 1989. V. 146. Pt. 2. P. 311–317.
- Loeblich A.R. III, Loeblich L.A.* The systematics of *Gonyaulax* with special reference to toxic species // Toxic Dinoflagellate blooms / Taylor D.L., Seliger H.H. (eds). North Holland; New York: Elsevier, 1979. P. 41–46.
- Lucas C.E.* The ecological effects of external metabolites // Biological rev. 1947. V. 22. № 3. P. 270–295.
- Maclean J.L.* Indo-Pacific red tide // Toxic Dinoflagellate blooms / Taylor D.C., Seliger H.H. (eds). North-Holland; New York: Elsevier, 1979. P. 173–178.
- Murphy E.B., Steidinger K.A., Roberts B.S. et al.* An explanation for the Florida east coast *Gymnodinium breve* red tide of November, 1972 // Limnol. Oceanogr. 1975. V. 20. P. 481–486.
- Noe-Nygaard N., Surlyk F., Piasecki S.* Bivalve mass mortality caused by toxic dinoflagellate blooms in a berriasian – valanginian lagoon, Bornholm, Denmark // Palaios. 1987. V. 2. № 3. P. 263–273.
- Pieterse F., Van der Post D.C.* Oceanographical conditions associated with red tides and fish mortalities in the Walvis Bay region // Invest. Rep. Mar. Res. Lab. S. W. Afr. 1967. V. 14. P. 1–125.
- Ray S.M., Aldrich D.V.* *Gymnodinium breve*: induction of shellfish poisoning in chicks // Science. 1965. V. 148. P. 1748–1749.
- Riegel W., Loh H., Maul B., Prauss M.* Effects and causes in a black shale event. The toarcian posidonia shale of NW Germany // Global bio-events. Lecture Notes in Earth Sciences. V. 8 / Walliser O. (ed.). Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1986. P. 267–276.
- Robinson G.A.* Distribution of *Gonyaulax tamarensis* Lebour in the Western North Sea in April, May and June 1968 // Nature. 1968. V. 220. № 5162. P. 22–23.
- Shimizu Y.* Dinoflagellate toxins // Marine natural products / Scheuer P.J. (ed.). New York: Academic Press, 1978. V. 1. P. 1–43.
- Simoneit B.R.T.* Organic geochemistry of black shales from the deep sea drilling project, a summary of occurrences from the Pleistocene to the Jurassic // Mitt. Geol-Paläont. Inst. Univ. Hamburg. 1986. H. 60. S. 275–309.
- Somers E.* Fungitoxicity of metal ions // Nature. 1959. V. 184. № 4684. P. 475–476.
- Sounders G.W.* Interrelations of dissolved organic matter and phytoplankton // Bot. Rev. 1957. V. XXIII. P. 389–409.
- Steidinger K.A., Baden D.G.* Toxic marine dinoflagellates // Dinoflagellates / Spector D.L. New York: Academic Press Inc., 1984. P. 201–261.
- Sukhanova I.N., Flint M.V., Hibaum G. et al.* *Exuviaella cordata* red tide in Bulgaria coastal waters (May to June 1986) // Marine Biology. 1988. V. 99. № 1. P. 1–8.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of elements in some major units of the earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. V. 72. № 2. P. 175–192.
- Watras C., Garcon V., Olson R. et al.* The effect of zooplankton grazing on estuarine blooms on the toxic dinoflagellate *Gonyaulax tamarensis* // J. Plankton Res. 1985. V. 7. P. 891–908.
- White A.W.* Marine zooplankton can accumulate and retain dinoflagellate toxins and cause fish kills // Limnol. Oceanogr. 1981. V. 26. P. 103–109.
- Whittaker R.H., Feeny P.P.* Allelochemicals: Chemical interactions between species // Science. 1971. V. 171. № 3973. P. 757–770.
- Wood J.M.* Metabolic cycles for toxic elements in the environment // Science. 1984. P. 1049–1052.

Рецензент А.С. Алексеев



УДК 56.016.3:551.73(470.4+574.1)

## АЛЛОХТОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ БЕНТОСНЫХ ФОССИЛИЙ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

© 1996 г. Л. Н. Клеина, Е. Л. Зайцева

*Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт,  
105819 Москва, шоссе Энтузиастов, 36, Россия*

Поступила в редакцию 05.05.94 г.

Рассматриваются особенности аллохтонных ассоциаций палеозойских бентосных фоссилий Прикаспия, которые образуют обособленные аллохтонные комплексы или являются частью смешанных комплексов. Для диагностики аллохтонных комплексов применялись палеонтологические, палеоэкологические и седиментологические критерии. Среди аллохтонных бентосных комплексов установлено два типа: синхронные и асинхронные с вмещающими породами. Главными отличиями между выделенными типами являются палеонтологические критерии. Распределение аллохтонных комплексов определяется возрастным и фаціальным контролем. Аллохтонные ассоциации обнаружены в нижнедевонских, нижнетурнейских, ниже- и верхневизейских, серпуховских, нижебашкирских, ассельских, сакмарских и артинских отложениях. Аллохтонные синхронные ассоциации тесно связаны с палеообстановками седиментации и встречаются в фациях лагуны, отмелей волновой зоны, органогенных построек, подводного склона, подводных конусов выноса, шельфа открытого моря и бассейновых. Гетерохронные аллохтонные комплексы наиболее распространены в основании трансгрессивных циклов.

**Ключевые слова.** Бентосные фоссилии, асинхронные и синхронные комплексы, критерии распознавания, фаціальная приуроченность, Прикаспийская синеклиза.

### ВВЕДЕНИЕ

Аллохтонные комплексы бентосных фоссилий отмечались в палеозое Южного Урала (Розовская, 1952; Раузер-Черноусова, 1965), Средней Азии (Поляков, 1973; Дженчураева, Солошенко, 1983), в карбоне (Клеина, Зайцева, 1995), верхнем карбоне (Горошкова и др., 1989) и нижней перми (Изотова, 1985; Кухтинов, и др., 1982; Золотухина и др., 1989; Золотухина, Данышина, 1992; Кухтинова, Кухтинов, 1990) Прикаспийской синеклизы, нижней перми Западного Примугоджарья (Замаренов, 1970).

Новейшими исследованиями бентосных фоссилий из девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений, вскрытых глубокими скважинами в бортовых зонах Прикаспийской синеклизы и на сопредельных территориях выявлено, что большинство из местонахождений – автохтонные. Бентосные организмы (фораминиферы, кораллы, двустворчатые моллюски, мшанки, брахиоподы, морские лилии, известковые водоросли) в основном были захоронены автохтонно или параавтохтонно. Реже встречаются аллохтонные и смешанные ассоциации. Между тем именно аллохтонные комплексы представляют наибольший интерес, поскольку с ними связаны затруднения в точной датировке, и потому, что они являются хорошими показателями обстановок седиментации.

Изучение аллохтонных комплексов проводилось по следующим основным направлениям: 1) разработка диагностических критериев аллохтонных комплексов, 2) выявление стратиграфического распространения, 3) анализ фаціального контроля, 4) изучение механизмов их образования.

На основе полученных материалов с учетом детальных биостратиграфических и седиментологических данных в составе аллохтонных бентосных комплексов выделено два типа; синхронные и асинхронные с вмещающими породами, характеризующиеся определенными признаками, вертикальным и латеральным распространением и механизмами формирования.

### МАТЕРИАЛ

Аллохтонные комплексы на различных стратиграфических уровнях обнаружены во всех краевых частях Прикаспийской синеклизы (рис. 1). Наиболее древние аллохтонные бентосные фоссилии найдены в девонских отложениях, вскрытых скв. Д-2 Карачаганакской площади, на нескольких стратиграфических уровнях в каменноугольных отложениях в разрезах скв. 6 Новенькой площади, скв. 1 и 2 Восточно-Ветелкинской площади, скв. 2 Бурлинской площади, скв. П-41 Первосоветской площади, скв. П-3 Рожковской площади, скв. 1 Дарьинской площади, скв. 7, 13, 21 Карачаганакского месторождения северной бортовой зоны,

скв. 27 и 32 Астраханского месторождения, скв. 200 Николаевской площади и скв. 2 и 3 Южно-Плодовитенской площади юго-западной бортовой зоны, скв. 1 Уртатау-Сарыбулак, скв. 44 месторождения Тенгиз восточной бортовой зоны и в нижнепермских отложениях северной (скв. 5, 10, 11 Карачаганакской площади, скв. П-2 Аксайской площади) и восточной (скв. Г-1 Южный Тускум, скв. Г-107 Кенкияк, скв. Г-2 Восточный Тобускен) бортовых зон Прикаспийской синеклизы.

Аллохтонные бентосные комплексы состоят из остатков фораминифер, кораллов, двусторчатых моллюсков, мшанок, брахиопод, морских лилий, и известковых водорослей. Наряду с собственно аллохтонными комплексами, в которых отсутствует автохтонная составляющая, наблюдаются смешанные комплексы, содержащие как аллохтонные, так и автохтонные компоненты. Структурам выявленных смешанных комплексов свойственно различное количественное соотношение автохтонной и аллохтонной составляющей, но доминируют среди них преимущественно аллохтонные ассоциации.

## КРИТЕРИИ РАСПОЗНАВАНИЯ АЛЛОХТОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Для распознавания аллохтонных комплексов применялись палеонтологические, палеоэкологические и седиментологические критерии.

Палеонтологические критерии выявления асинхронных аллохтонных комплексов включают разновозрастность фоссилий, присутствующих в ассоциации, отличие таксономического состава от состава автохтонного комплекса. Синхронные комплексы характеризуются разновозрастностью автохтонных и аллохтонных компонентов, но различием их таксономического состава.

Палеоэкологические критерии выявления аллохтонных комплексов включают несовпадение обстановок обитания и захоронения организмов, смешение экологически несовместимых комплексов, пространственную ориентировку, сортировку фоссилий по размеру, присутствие одной или нескольких возрастных генераций и низкую степень сохранности фоссилий.

Для того чтобы избежать некорректной интерпретации, следует принимать во внимание,

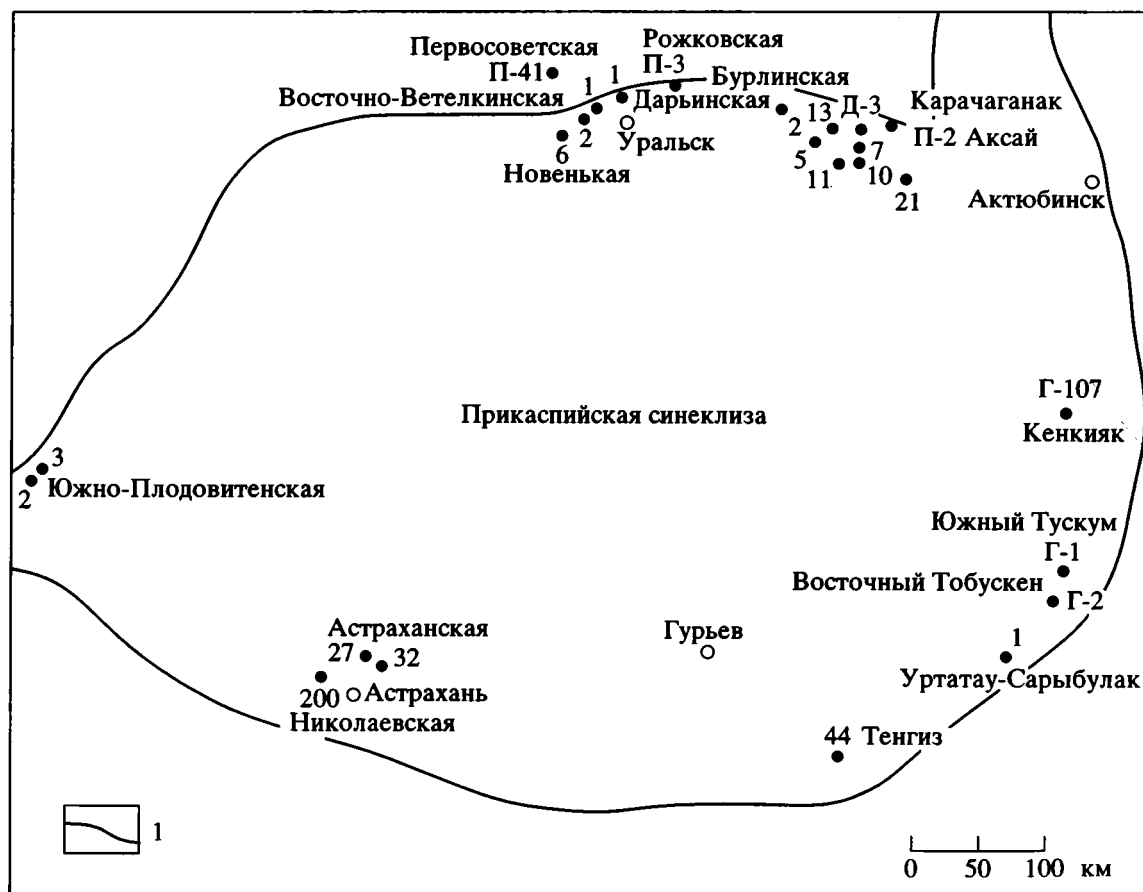


Рис. 1. Схема расположения разрезов скважин Прикаспийской синеклизы (цифры на схеме) с аллохтонными бентосными комплексами. 1 — граница Прикаспийской синеклизы.

## Сопоставление критериев распознавания асинхронных и синхронных аллохтонных бентосных комплексов

Критерии	Переотложенные бентосные фоссилии	
	синхронные (С)	асинхронные (А)
Разновозрастность фоссилий	—	+
Отличие возраста от автохтонного комплекса	—	+
Различие таксономического состава от автохтонного комплекса	+	+
Фоссилии только одной возрастной генерации	+	—
Фоссилии разных возрастных стадий	+	+
Несовпадение фации обитания и захоронения фоссилий	+	+
Смещение экологически несовместимых комплексов	+	+
Поврежденность фоссилий, следы транспортировки, окатанность	+	+
Разобщенность створок раковин	+	+
Пространственная ориентировка фоссилий	х	х
Сортировка фоссилий по размеру	х	х
Различие состава породы: вмещающей и заполняющей раковину	+	+
Интракласты	+	х
Экстракласты	—	+
Синхронные ооиды: высокоэнергетических вод и аллохтонные	+	—
Ооиды из более древних отложений	—	+
Синхронные аллохтонные онкоиды	х	—
Эрозионные текстуры	х	+
Текстуры оползания, брекчирования	х	х
Мелкомасштабная перекрестная слоистость, градационная слоистость, черепитчатая текстура	х	—
Следы выпаживания, слепки промоин	х	—
Плохая сортировка матрикса	х	—

Примечание. + — наблюдается; х — отмечается в некоторых фациях; прочерк — отсутствует.

что сохранность фоссилий устанавливается с учетом поврежденности раковин, коррозии, фрагментарности, сочленения частей скелета, следов транспортировки, окатанности (первоначально не округлых) фоссилий. Плохая сохранность может быть результатом переноса скелетного материала и многократной его переработки, но также может являться эффектом деятельности хищников, биотурбации или длительной экспозиции остатков организмов на дне моря перед их захоронением. Последующие тафономические процессы, включающие фрагментацию, расчленение многоэлементных скелетов, ограниченное выщелачивание, растворение раковин, замещение пиритом, доломитом и ангидритом, осаждение в пустотах раковин кальцита также ухудшают сохранность фоссилий. Округлость фоссилий (первоначально не округлых), как и биокластов (Flügel, 1982), зависит от частоты встречаемости и величины фоссилий. При высокой частоте встречаемости не все фоссилии и биокласты округляются даже в высокоэнергетических условиях. Мелкие фосси-

лии в основном более округлые, чем крупные. Степень сохранности бентосных фоссилий обычно прогрессивно снижается с удалением от первоначальной экологической ниши. Вместе с тем превосходную сохранность могут иметь фоссилии, перемещенные на значительные расстояния во время кратковременных штормовых процессов.

К седиментологическим критериям распознавания аллохтонных комплексов относятся присутствие во вмещающей породе переотложенных обломков пород (интракластов и экстракластов), ооидов, аллохтонных онкоидов, различие состава вмещающей породы и заполняющей раковину, плохая сортировка материала матрикса, эрозионные текстуры, текстуры оползания и брекчирования, косая слоистость, характерные признаки штормовых процессов (следы выпаживания, слепки промоин). Седиментологические признаки переотложения могут быть ослаблены постседиментационными процессами. Для карбонатных пород авторы использовали классификацию Р. Данхэма (Dunham, 1962).

Диагностика аллохтонных комплексов должна основываться на критической оценке всех имеющихся доказательств. В разных местонахождениях наибольшую значимость приобретают различные критерии. Наиболее отчетливо вышеуказанные признаки или часть их проявляются в комплексах, перенесенных на большие расстояния от мест обитания. В параавтохтонных комплексах признаки переотложения выражены слабо.

Следует подчеркнуть, что многие из вышеприведенных критериев выявления аллохтонных комплексов тождественны критериям, установленным (Flügel, 1982) для частиц, испытывавших транспортировку: а) угловатые или округлые интракласты и экстракласты, б) округлые фрагменты фоссилий, которые не были первоначально округлыми, в) плохо сортированный матрикс, г) смешение карбонатных и кремнистых частиц одинакового размера, д) экологически несовместимые ассоциации организмов, е) ооиды – критерий применяется с осторожностью, так как ооиды формируются не только волновой активностью, но и в спокойных водах, ж) сопротивляющиеся волнам колониальные организмы *in situ*, з) характерные седиментационные структуры (мелкомасштабная перекрестная слоистость, градационная слоистость, черепитчатые структуры в отложениях пляжей).

Сопоставление критериев выделенных типов переотложенных бентосных комплексов приведено в таблице. Обращает внимание сходство основных седиментологических и палеоэкологических критериев двух типов комплексов. Главным отличием между ними является разновозрастный состав фоссилий в синхронных комплексах и разновозрастный – в асинхронных ассоциациях. Другими важными отличиями служат следующие седиментологические критерии: 1) для асинхронных аллохтонных комплексов характерно присутствие во вмещающих породах обломков более древних пород – экстракластов, а для синхронных – частично затвердевших разновозрастных интракластов, аллохом (исключение представляют фашии подводного склона, где асинхронные комплексы сопровождаются не только экстракластами, но и интракластами); 2) асинхронным комплексам могут сопутствовать ооиды из более древних отложений, синхронным – разновозрастные ооиды высокоэнергетических вод и аллохтонные ооиды и онкоиды.

Распространение аллохтонных комплексов по латерали можно сравнить с рассеянием семян (Бигон и др., 1989), которое описывается двумя законами: обратных квадратов и обратных кубов.

По закону обратных квадратов скелетный материал, как и семена, рассеивается неравномерно, и его местонахождения обособлены, удалены друг от друга. Плотность аллохтонных фоссилий

достигает максимума на небольшом расстоянии от места обитания и резко убывает с удалением от него. По закону обратных кубов аллохтонные комплексы распространялись в отчетливо обозначенных горизонтах, в основании трансгрессивных циклов.

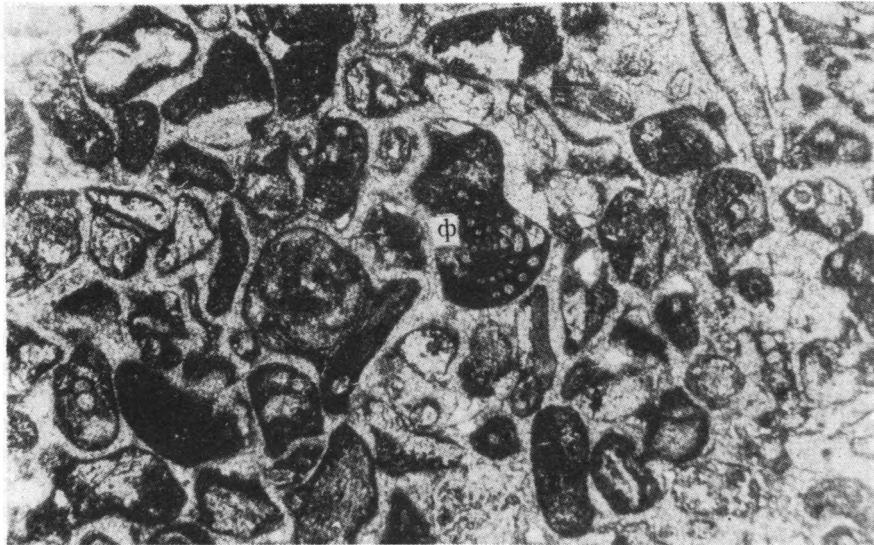
## СИНХРОННЫЕ АЛЛОХТОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Формирование синхронных комплексов связано с циклическими и событийными процессами.

Событийные (турбулентные) процессы вызывали транспортировку бентосных организмов по латерали: от мелководных фаций к относительно глубоководным.

Примером такого горизонтального перемещения, являются аллохтонные бентосные комплексы, обнаруженные в разрезе скв. 21 (инт. 5001–4999 м) Карачаганакской площади. Здесь нижнебашкирские относительно глубоководные бассейновые фации (Кленина, Овнатанова, 1986), образованные в основном темно-серыми известняками, алевролитами, аргиллитами, содержат конодонты фоновой биофашии *Declinognathodus*. Вместе с тем, в этой относительно глубоководной фации, которая рассматривается как неблагоприятная для зообентоса, в прослое микрослоистых известняков, лишенных биотурбации, встречен комплекс фораминифер *Tuberitina maljavkini* Mikh, *Palaeonubecularia uniserialis* Reitl., *Archaeodiscus pseudomoelleri* Reitl., *Asteroarchaeodiscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *A. rugosus* (Raus.), *A. cf. ovoides* (Raus.), *Neoarchaeodiscus ex. gr. postrugosus* (Reitl.), *Eolasiodoscus ex. gr. donbassicus* Reitl., *Endothyra bowmani* Phillips, *Mediocris breviscula* (Gan.), *Millerella* sp., распространение которых в изученном районе ограничено мелководьем. Перенос и вторичное захоронение данной фораминиферной ассоциации можно объяснить деятельностью турбидитного течения или мощных водных потоков во время штормового пика, когда возникало сложное взаимодействие ветра, течений, штормовой и орбитальной волн, а базис волн достигал значительно больших глубин, чем в обычных условиях. Доказательством действия штормовых волн в данном случае является то, что в основании прослоя с фораминиферами наблюдается гладкая поверхность со следами выпадения и следами промоин – характерные признаки кратковременных высокоэнергетических процессов. Недооценка латерального перемещения фораминиферного комплекса может привести к ошибочному палеоэкологическому выводу, что вышеприведенная ассоциация является палеобиоценозом.

Аллохтонные бентосные ассоциации, появление которых вызвано циклическими процессами,



**Рис. 2.** Биокластовый известняк (вакстоун). В интракласте отмечается аллохтонная фораминифера *Eostaffella ikensis* Viss. (ф)  $\times 26$ . Скв. 6 Новенькая, шл. 9149, инт. 4732–4725 м. Нижний карбон, серпуховский ярус, верхнесерпуховский подъярус, протвинский горизонт.

отмечаются в фациях лагуны, отмелей волновой зоны (в отмученных карбонатных песках мелководья), органогенных построек, открытого шельфа, подводного склона, подводных конусов выноса, моря и бассейновых.

Синхронные аллохтонные комплексы в изученном регионе встречаются в широком стратиграфическом интервале – от нижнего девона до нижней перми.

По типу соотношения компонентов, включающих аллохтонный скелетный материал, аллохтонные комплексы разделены на 6 групп: 1) в интракластах, 2) ооидах и онкоидах, 3) ооидах и интракластах, 4) интракластах и основной массе, 5) ооидах, интракластах и основной массе, 6) в основной массе.

*Аллохтонные комплексы в интракластах.* Аллохтонные комплексы бентосных фоссилий, содержащиеся в интракластах, встречаются в нижнедевонских, серпуховских и нижнебашкирских отложениях северной бортовой зоны, представленных в фациях лагуны, отмученных карбонатных песков мелководья и открытого шельфа.

В нижнедевонских (эмских) отложениях в разрезе скв. Д-2 Карачаганакской площади в фации открытого шельфа в инт. 6417–6412 м в микрокристаллических, иногда микро-тонкокристаллических известняках, содержащих редкие интракласты пелитоморфных известняков, обнаружены два комплекса фораминифер: автохтонный (в основной массе) и аллохтонный (в обломках пелитоморфных известняков). Автохтонный комплекс преобладает и образован фораминиферами *Parathurammia* sp., *Vaituganella* sp., *Cri-*

*brosphaeroides irregularis* Pron. Аллохтонная составляющая представлена единственным видом *Parathurammia* aff. *kolongensis* Pron.

В разрезе серпуховского яруса (протвинский горизонт), вскрытом скв. 6. Новенькой площади, в фации лагуны смешанные комплексы установлены в двух интервалах глубин. В нижнем интервале (4779–4774 м) в биокластических известняках (пакстоунах) и сгустковых известняках (пеллоидных вакстоунах) аллохтонная составляющая представлена фораминиферами *Eostaffella* cf. *ikensis* Viss., раковины которых первоначально были погребены в известковом иле и являются частью интракластов, включенных в основную массу породы. В верхнем интервале (4732–4725 м) в биокластических известняках (вакстоунах) содержатся интракласты биокластических известняков (пакстоунов-вакстоунов) с переотложенными раковинами фораминифер *Endothyra* sp., *Eostaffella ikensis* Viss. (рис. 2) и фрагментами слоевищ известковых водорослей *Calcifolium okense* Shw. et Bir., *Koninckopora* cf. *inflata* (Koninck).

Аллохтонный комплекс (также в составе смешанного комплекса) обнаружен и стратиграфически выше по разрезу этой скважины (инт. 4629–4619 м, шл. 9128) в нижнебашкирских (северокельтменских) обломочных известняках с интракластами водорослевых, донецелловых известняков, биокластических, криноидных и оолитовых известняков. Аллохтонная составляющая наблюдается в интракластах и представлена фораминиферами *Pseudoglomospira gordialis* (Jon. et Park.), *Neoarchaediscus subbashkircus* (Reitl.),

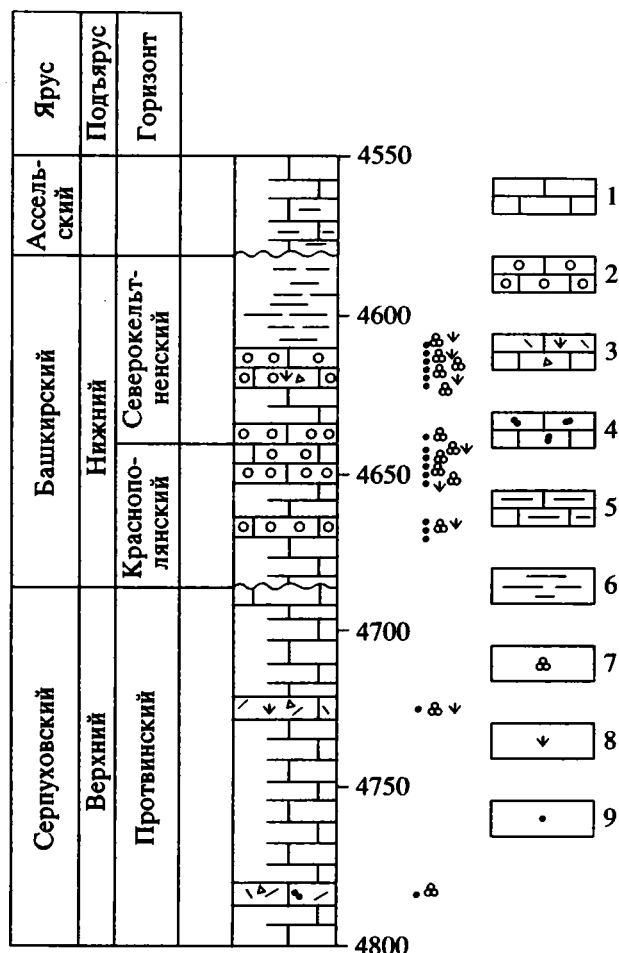


Рис. 3. Разрез каменноугольных отложений скв. 6 Новенькой площади. 1 – известняки; 2 – оолитовые известняки; 3 – биокластические известняки; 4 – слоистые известняки; 5 – глинистые известняки; 6 – аргиллиты; 7 – фораминиферы; 8 – водоросли; 9 – местоположение аллохтонных комплексов.

*Eostaffella pseudostruvei* Raus. et Bel., *Plectostaffella cf. bogdanovskensis* Reitl., *P. sp.*

Аллохтонные комплексы в ооидах и онкоидах. Аллохтонные комплексы, приуроченные к ядрам ооидов и онкоидов, характерны для фации отмученных карбонатных песков мелководья нижнего турне, нижнего башкира и асселя северной бортовой зоны.

В нижнетурнейском подъярусе (скв. 7 Карачаганакской площади, инт. 5094–5089 м) в оолитовых и онкоидных известняках фации отмученных карбонатных песков мелководья наблюдаются переотложенные фораминиферы (эндотириды, паратураммины, турнейеллиды) и фрагменты известковых водорослей. Раковины свободнолежащих фораминифер и слоевища прикрепленных известковых водорослей, обитавших в спокойных водах лагуны, были транспортированы приливно-отливными или направленными течениями на

отмели или бары. В условиях высокой и умеренно высокой гидродинамической энергии скелетный материал при многократном перемещении становился ядрами ооидов и онкоидов.

Наиболее богатые в таксономическом и количественном отношении аллохтонные бентосные комплексы в составе смешанных комплексов и собственно аллохтонные комплексы обнаружены в нижнебашкирских отложениях, вскрытых скв. 6 Новенькой площади (рис. 3): на 8 уровнях в краснополянском и на 5 уровнях в северокельтяменском горизонтах. Нижнебашкирский подъярус (в объеме указанных горизонтов) сложен в основном оолитовыми известняками с единичными прослоями онкоидных и обломочных известняков. Аллохтонные фоссилии, включающие остатки фораминифер, гастропод, остракод, морских лилий и известковых водорослей, наблюдаются в основном в ядрах ооидов, реже онкоидов.

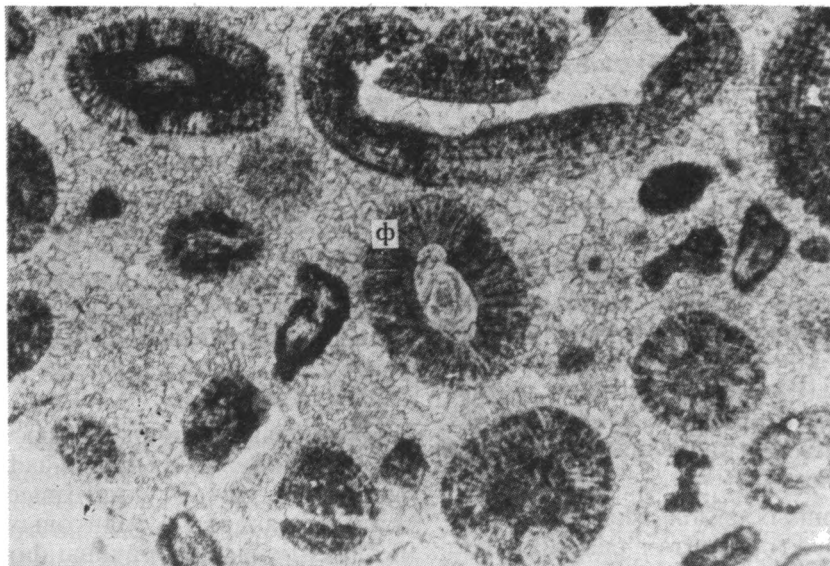
В краснополянском горизонте аллохтонный комплекс (в составе смешанного комплекса) отмечен в оолитовых известняках (инт. 4670–4663 м, шл. 9147), содержащих единичные литокласты биокластических известняков), где в ядрах ооидов наблюдаются фораминиферы *Baituganella vulgaris* Lip. (?), *Tolyrammina sp.*, *Paracalligella sp.*, *Eostaffella amabilis* Grozd. и известковые водоросли. Общей формой с автохтонным комплексом является *Tolyrammina sp.*

Аллохтонный комплекс также в составе смешанной ассоциации встречен и в 1.5 м выше по разрезу (шл. 9146) в оолитовых известняках (рис. 4) с характерной косой слоистостью. В ядрах ооидов определены фораминиферы *Archaeosphaera minima* Sal., *Trepeilopsis cf. grandis* Brazhn., *Neoarchaediscus gregorii* (Dain), *Globivalvulina ex gr. mosquensis* Reitl. и известковые водоросли *Girvanella sp.*, *Fasciella sp.*

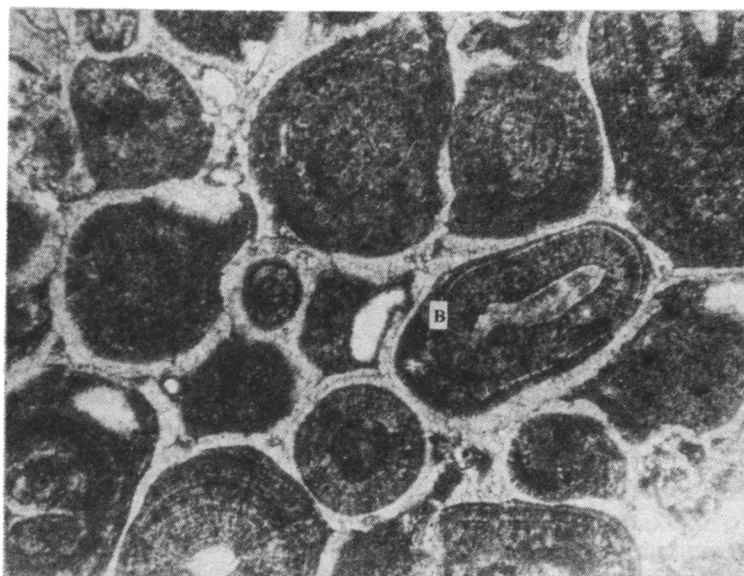
В рассматриваемом интервале (шл. 9145) аллохтонный комплекс (в составе смешанного) приурочен к оолитовым известнякам, содержащим в ядрах ооидов фораминиферы *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. breviscula* (Gan.) и известковые водоросли *Praedonezella aff. cespeformis* Kulik. (рис. 5).

Аллохтонные компоненты (в составе смешанного комплекса) обнаружены в инт. 4656–4649.5 м (шл. 9143) в водорослевых (донецелловых) известняках с единичными абрадированными ооидами. В ядрах ооидов встречаются известковые водоросли *Donezella lutugini* Masl.

Аллохтонные фораминиферы найдены также в 0.3 м выше по разрезу (шл. 9142) в оолитовых известняках с интракластами шламовых, биокластических, водорослево-оолитовых, водорослево-фораминиферовых известняков. Ядра некоторых ооидов представляют собой раковины фораминифер *Eostaffella cf. postmosquensis* Kir.



**Рис. 4.** Оолитовый известняк. В ядре ооида наблюдается аллохтонная фораминифера *Neoarchaediscus gregorii* (Dain) (ф).  $\times 57$ . Скв. 6 Новенькая, шл. 9146, интервал глубин 4670–4663 м. Средний карбон, башкирский ярус, нижнебашкирский подъярус, краснополянский горизонт.



**Рис. 5.** Оолитовый известняк. В ядре ооида отмечается аллохтонная водоросль *Praedonezella* aff. *cespeformis* Kulik. (в).  $\times 46$ . Скв. 6 Новенькая, шл. 9145, интервал глубин 4670–4663 м. Средний карбон, башкирский ярус, нижнебашкирский подъярус, краснополянский горизонт.

Собственно аллохтонный комплекс встречен в инт. 4649.5–4644 м (шл. 9141) в оолитовых известняках, содержащих литокласты биокластических и микрозернистых известняков. В составе комплекса определены фораминиферы *Textulariidae* gen et sp. indet., *Plectostaffella* sp., *Plectomillerella* cf. *subacuta* Brazhn. et Vdov., образующие ядра ооидов.

Более разнообразен по составу аллохтонный комплекс, являющийся составной частью смешанного, отмечен в 3.5 м стратиграфически выше

(шл. 9138) в оолитовых известняках. В ядрах ооидов отмечаются фораминиферы *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Tolypammia fortis* Reitl., *Nauplophragmina beschevensis* Brazhn., *Textulariidae* gen et sp., indet., *Eostaffella* cf. *postmosquensis* Kir., *E.* cf. *pseudostruvei* Raus. et Bel. и известковые водоросли *Fasciella kizilia* R. Ivan., *F. ivanovae* Saltovskaya, *Donezella lutugini* Masl., *Dvinella comata* Khvorova. Общими видами с автохтонным комплексом являются *Tuberitina maljavkini* Mikh. и *Donezella lutugini* Masl.

Еще один аллохтонный комплекс как часть смешанного, установлен в оолитовых известняках в 1 м выше по разрезу (шл. 9137). Он наиболее богат в количественном и таксономическом отношении. В ядрах ооидов определены фораминиферы *Tuberitina collosa* Reitl., *Ammovertella delicata* Reitl., *A. vaga* Reitl., *A. cf. lata* Reitl., *Pseudoglomospira gordialis* (Jon. et Park.), *Asteroarchaediscus bashkiricus* (Krest. et Theod.), *A. ovoides* (Raus.) *Neoarchaediscus subbashkiricus* (Reitl.), *N. gregorii* (Dain), *N. postrugosus* (Reitl.), *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Plectostaffella* sp. и известковые водоросли *Fasciella kizilia* R. Ivan. Раковины трех видов фораминифер (*Ammovertella delicata* Reitl., *Asteroarchaediscus bashkiricus* (Krest. et Theod.), *Eostaffella postmosquensis* Kir.), встреченные в ядрах ооидов, наблюдаются и в автохтонном комплексе.

В составе аллохтонных комплексов фораминифер краснополянского горизонта в разрезе скв. 6 Новенькой площади наблюдается 38 видов, из которых 4 формы (*Neoarchaediscus gregorii* (Dain), *Textulariidae* gen et sp. indet., *Eostaffella* cf. *postmosquensis* Kir., *Plectostaffella* sp.) встречаются на двух уровнях. Остальные виды отмечаются лишь на каком-либо одном уровне.

Среди краснополянских аллохтонных комплексов альгофлоры только два комплекса содержат общие виды — *Fasciella kizilia* R. Ivan. и *Donezella lutugini* Masl.

В вышележащем северокельтменском горизонте (инт. 4644–4636 м, шл. 9135) собственно аллохтонный комплекс беден по составу. В ядрах ооидов оолитовых известняков наблюдаются раковины фораминифер плохой сохранности (*Eostaffella* sp., *Palaeotextularia* sp.).

Следующий собственно аллохтонный комплекс отмечен в 3.7 м стратиграфически выше (шл. 9132), где в ядрах онкоидов встречены известковые водоросли *Koninckopora* sp. Вмещающими их породами являются реликтивно-онкоидные известняки.

Следует отметить, что этот аллохтонный комплекс отнесен к синхронным с некоторой долей условности, так как содержит аллохтонные водоросли *Koninckopora*, распространение в подстилающих нижекаменноугольных отложениях. Не исключено, что данный комплекс является асинхронным с вмещающими отложениями, но плохая сохранность известковых водорослей не позволяет сделать однозначный вывод, так как расцвет представителей рода *Koninckopora* характерен для позднего визе, к началу серпучовского века они в основном угасают, а самые молодые виды существовали за пределами рассматриваемого региона и в башкирском веке.

Аллохтонные компоненты приурочены к оолитовым известнякам (инт. 4619–4611 м, шл. 9126). В ядрах ооидов встречаются фораминиферы

*Pseudoglomospira gordialis* (Jon. et Park.), *Pseudostaffella* cf. *antiqua* (Dutk.), *P. sp.*

Более разнообразный аллохтонный (в составе смешанной ассоциации) комплекс обнаружен в 1.5 м выше (шл. 9127–1) в оолитовых известняках, где в ядрах ооидов определены разнообразные фораминиферы: *Paracalligella* sp., *Pseudoglomospira gordialis* (Jon. et Park.), *Paleonubecularia uniserialis* Reitl., *Neoarchaediscus subbashkiricus* (Reitl.), *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Plectostaffella variansensis* (Brazhn. et Pot.), *P. bogdanovkensis* Reitl., *Pseudostaffella* cf. *antiqua* (Dutk.), *P. antiqua grandis* (Schlyk.), *P. compressa* Saf. и известковые водоросли *Koninckopora* sp..

Несколько отличный по составу от предыдущего аллохтонный комплекс зафиксирован в 0.1 м выше (шл. 9127-2). Оолитовые известняки содержат интракласты оолитовых же известняков. В ядрах ооидов встречены фораминиферы *Tolyrammina* ex gr. *fortis* Reitl., *Asteroarchaediscus bashkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus gregorii* (Dain), *N. cf. postrugosus* (Reitl.), *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. pseudostruvei chomatifera* Kir., *E. pseudostruvei angusta* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) и известковые водоросли *Donezella* cf. *lunensis* Racz.

Сравнительным анализом аллохтонных комплексов фораминифер краснополянского и северокельтменского горизонтов выявлено 8 общих видов: *Paracalligella* sp., *Pseudoglomospira gordialis* (Jon. et Park.), *Asteroarchaediscus bashkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus subbashkiricus* (Reitl.), *N. gregorii* (Dain), *N. postrugosus* (Reitl.), *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Plectostaffella* sp.

Автохтонные фораминиферовые комплексы краснополянского и северокельтменского горизонтов содержат 6 общих видов: *Paleonubecularia uniserialis* Reitl., *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl., *Eostaffella parastruvei* Raus., *E. cf. postmosquensis* Kir., *Semistaffella variabilis* (Reitl.), *S. cf. primitiva* (Reitl.), из которых только *Asteroarchaediscus bashkiricus* (Krest. et Theod.) и *Eostaffella postmosquensis* Kir. наблюдаются также в аллохтонных комплексах рассматриваемых горизонтов. Современным аналогом оолитовой отмели, существовавшей в районе площади Новенькой, вероятно, может являться активная зона переноса и аккумуляции песка — оолитовая отмель (банка Лили), расположенная параллельно северо-восточному краю Малой Багамской банки (Hine, 1977).

В ассельском ярусе в разрезе скв. 5 Карачаганакской площади (инт. 5036–5028 м) в оолитовых известняках с нормально упакованными зернами аллохтонный комплекс приурочен к ядрам ооидов и представлен раковинами фораминифер и их фрагментами плохой сохранности.

Аллохтонные комплексы в ооидах и интракластах. Аллохтонные бентосные комплексы,



включенные в ооиды и интракласты, обнаружены в башкирских отложениях северной и юго-западной бортовых зон.

Аллохтонный комплекс (составная часть смешанного комплекса) установлен в северной бортовой зоне в разрезе северокельтменского горизонта скв. 6 Новенькой площади в фации отмученных карбонатных песков мелководья в инт. 4629–4619 м (шл. 9133), в оолитовых известняках с интракластами биокластических и ступчатых известняков. Аллохтонные фораминиферы встречаются в ядрах ооидов (*Eostaffella cf. pseudostruvei angusta* Kir.) и в интракластах (*Archaeodiscus* sp.).

В юго-западной периферической зоне в башкирском ярусе в фации отмелей волновой зоны в разрезе скв. 3 Южно-Плодовитенской площади выявлены два аллохтонных комплекса, являющихся составными частями смешанных комплексов.

Первый (нижний) комплекс встречен в инт. 4825–4812 м в светло-серых реликтивно-оолитовых известняках в интракластах (размером 0.3–5 мм) и ооидах (размером 0.05–0.4 мм). В округлых, угловато-округлых интракластах, представленных водорослевыми, биокластическими и оолитовыми известняками, содержатся редкие раковины фораминифер *Pseudoglomospira* sp., *Eostaffella cf. pseudostruvei* Raus. et Bel., и известковые водоросли *Fasciella cf. kizilia* R. Ivanova, *F. cf. ivanovae* Saltovskaja. В ядрах эллипсоидальных ооидов, часто микритизированных, отмечаются фораминиферы, криноидеи и водоросли, идентификация которых невозможна даже до рода. Автохтонный комплекс фораминифер отличается от аллохтонного и включает *Neoarchaeodiscus postrugosus* (Reitl.), *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Cribrostomum* sp., *Globivalvulina* sp., *Eostaffellina paraprotvae* (Raus.), *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Plectostaffella varvariensis* (Brazhn. et Pot.). Автохтонные водоросли *Fasciella ivanovae* Saltovskaja свидетельствуют о формировании данного комплекса в наименее активной части отмели или в условиях ее стабилизации.

Второй (верхний) комплекс, встреченный на 17 м выше (инт. 4797–4793 м), приурочен к аналогичным оолитовым, реликтивно-оолитовым известнякам, но отличается от первой ассоциации. В известняках наблюдаются интракласты водорослевых, биокластических, водорослево-фораминиферовых известняков, содержащие фораминиферы *Eostaffella cf. postmosquensis* Kir. В составе ядер эллипсоидальных ооидов с тангенциальной структурой, местами микритизированных, отмечаются раковины фораминифер различной морфологии (*Eostaffella* sp., *Globivalvulina* sp.), фрагменты стеблей криноидей и слоевищ известковых водорослей. Аллохтонные фораминиферы, сис-

тематическую принадлежность которых удалось надежно установить, являются общими с автохтонным комплексом.

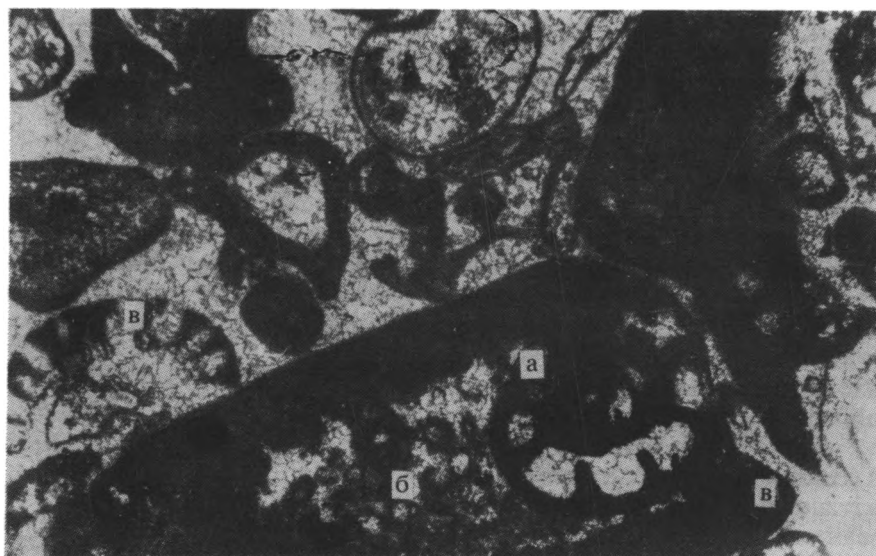
*Аллохтонные комплексы в интракластах и основной массе.* Данные комплексы встречаются в верхневизейских и серпуховских отложениях северной бортовой зоны и артинском ярусе юго-западной бортовой зоны.

В верхневизейских отложениях в фации отмелей волновой зоны в разрезе скв. 2 Бурлинской площади (инт. 4284–4280 м) в обломочных известняках с редкими оолитами (грейнстоунах) в интракластах и матриксе содержится смешанный комплекс фораминифер и известковых водорослей. Автохтонная фораминиферная составляющая разнообразна и включает поздневизейские *Archaeodiscus agarovensis* Iv., *Asteroarchaeodiscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Omphalotis omphalotis* (Raus. et Reitl.), *O. samarica* (Raus.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella ikensis* Viss., *E. proikensis* Raus., *E. parastruvei* Raus., *Parastaffella propinqua* Viss. Аллохтонные фораминиферы, обнаруженные в интракластах биокластических известняков (грейнстоунов и пакстоунов), бедны по составу и содержат *Forshiella prisca* Mikh. – вид, отсутствующий в автохтонном комплексе, и *Globoendothyra* sp. (рис. 6). Автохтонная водорослевая флора представлена *Calcifolium okense* Schw. et Bir., *C. punctatum* Masl., *Koninckopora delicata* Nakai et Kato, *Fasciella* sp. Аллохтонная альгофлора состоит из окатанных и слабо окатанных, часто с микритовой оторочкой фрагментов слоевищ поздневизейских представителей рода *Koninckopora*: *K. delicata* Nakai et Keto, общих с автохтонным комплексом, а также *K. minuta* Weyer и *K. sp.* Внутри одного из фрагментов *Koninckopora* отмечаются фораминиферы *Omphalotis omphalotis* (Raus. et Reitl.), *Mediocris breviscula* (Gan.) (рис. 7).

В разрезе серпуховского яруса, вскрытом скв. 13 Карачаганакского месторождения, в фации подводного склона, выраженной в биокласто-литокластических брекчиях, биокластических, микробрекчиевых известняках (в интервалах глубин 5089–5083 м, 5077–5072 м, 5072–5068 м) содержатся обломки одновозрастных рифовых известняков с богатой бентосной фауной и альгофлорой, а также биокласты. Аллохтонный материал состоит в основном из фрагментов скелетов рифостроителей (кораллов и известковых водорослей), которые, по-видимому, были ослаблены биоэрозией и разбиты штормами. Некоторая часть биокластов образовалась при посмертной дезинтеграции скелетов каркасостроителей и рифолюбов, которые транспортировались вниз по склону. Плохая окатанность обломочного материала указывает на его местное происхождение и исключает длительную транспортировку. Расстояние, на



**Рис. 6.** Обломочный известняк (грейнстоун). В интракласте наблюдаются аллохтонные фораминиферы *Forshiella prisca* Mikh. (а), *Globoendothya* sp. (б), в матриксе – аллохтонная известковая водоросль *Koninckoroga* sp. (в).  $\times 25$ . Скв. 2 Бурлинская, шл. 89487–1, интервал глубин 4284–4280 м. Нижний карбон, верхнее визе.



**Рис. 7.** Обломочный известняк (грейнстоун). В матриксе отмечаются два аллохтонных фрагментарных экземпляра известковой водоросли *Koninckoroga* (в). Внутри наиболее крупного фрагмента видны фораминиферы *Omphalotis omphalotis* (Raus. et Reitl.) (а), *Mediocris breviscula* (Gan.) (б).  $\times 25$ . Скв. 2 Бурлинская, шл. 89487–2, интервал глубин 4284–4280 м. Нижний карбон, верхнее визе.

которое перемещался рифовый материал, не превышало первые километры, что согласуется с данными по современным рифам. Так, в районе бухты Принцессы Шарлотты у восточного побережья Австралии (Frankel, 1974) рифовый материал встречается в осадках не далее, чем на 2 км от рифа.

Следовательно, присутствие в склоновых фациях обломков рифов и рифостроителей может

являться признаком близлежащего рифового комплекса. Аллохтонные бентосные комплексы в древних склоновых фациях также дают возможность реконструировать первичный состав подповерхностных окраин карбонатной платформы или рифовых карбонатов, позднее измененных постседиментационными процессами.

Наиболее молодые синхронные аллохтонные комплексы обнаружены в артинском ярусе, в

разреze скв. 2 Южно-плодовитенской площади в фации подводного склона.

Первый комплекс встречен в основании разреза артинского яруса (инт. 3463–3456 м) в темно-серых брекчиевидных известняках, содержащих угловатые и угловато-окатанные обломки (размером от 1–5 до 16 мм). Среди обломков различаются: 1) известняк органогенно-обломочный с остатками фораминифер *Palaeonubecularia uniserialis* Reitl., *Climacammina* sp., *Pseudoendothyra* cf. *preobrajenskyi* (Dutk.), *Schwagerinidae* gen. et sp. indet., фрагментами мшанок и известковых водорослей *Tubiphytes* sp.; 2) известняк биокластический с фораминиферами *Hemigordius* sp., *Schubertella* sp., *Schwagerinidae* gen. et sp. indet., водорослями *Tubiphytes* sp.; 3) известняк мелкокомковато-сгустковый с фораминиферами *Schubertella* (?) sp. и водорослями *Tubiphytes* sp.; 4) известняк микрокристаллический, слабо алевритистый с единичными фузулинидами и водорослями *Tubiphytes* sp.; 5) известняк реликтивно-органогенный; 6) известковистый алевропелит. В брекчиевидных известняках матрикс представлен тонкокристаллическим кальцитом и вторичным доломитом. В основной массе породы отмечаются окатанные обломки раковин фузулинид семейства *Schwagerinidae* и слоевищ *Tubiphytes* sp., что указывает на перенос их в течение некоторого времени перед захоронением.

Иной комплекс наблюдается в верхней части артинского яруса (инт. 3414–3410 м) в биокластическом доломитизированных известняках (грейнстоунах) и известняках с преобладанием основной массы (флоустоунах). Аллохтонная ассоциация содержится как в основной массе породы, так и в единичных интракластах. В угловатых, угловато-окатанных обломках сгустковых известняков отмечаются фораминиферы *Ammodiscus* sp. В матриксе биокласты представлены разрушенными, фрагментарными раковинами фораминифер *Ammodiscus* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Ozawainella* sp., *Schubertella* sp., *Pseudofusulina* sp., мшанками *Rhombotrypella*, *Fenestella*, члениками стеблей морских лилий, слоевищами известковых водорослей *Tubiphytes* cf. *obscurus* Masl., *T. sp.*

Сравнение двух вышеприведенных комплексов показывает, что общими таксонами в них являются псевдоэндоитыры, шубертеллы и тубифитесы, а основные отличия связаны с приуроченностью первого комплекса в основном к интракластам, а второго – к матриксу, а также большим разнообразием переотложенных фораминифер в первом комплексе.

*Аллохтонные комплексы в ооидах, интракластах и основной массе.* В трех компонентах вмещающей породы аллохтонный комплекс обнаружен только в одном разрезе юго-западной

периферической зоны, в фации отмученных карбонатных песков мелководья.

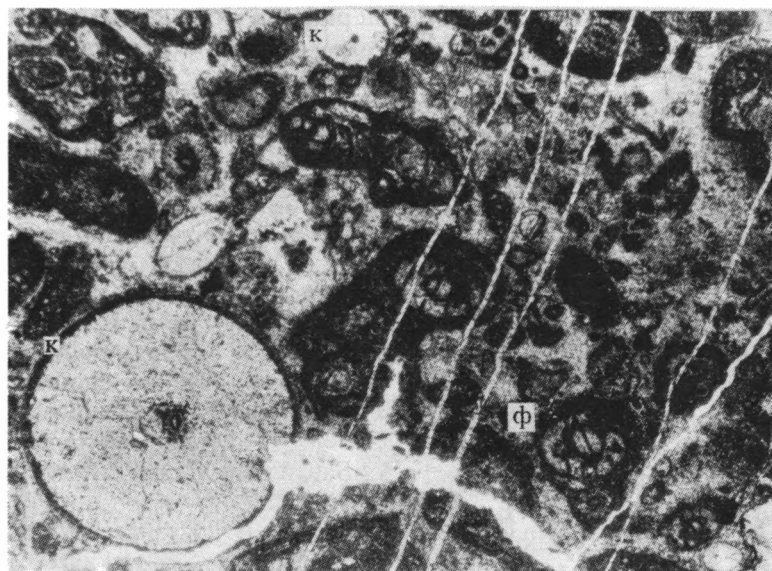
На южном обрамлении Астраханского свода, в разрезе скв. 200 Николаевской площади (инт. 4224–4216 м) в рассматриваемой фации в верхней части нижнебашкирского подъяруса (прикамский горизонт) аллохтонный комплекс (в составе смешанного комплекса) встречен в оолитовых, местами обломочных известняках с зернами с оболочкой и редкими ооидами (грейнстоун-вакстоун). Автохтонный комплекс содержит раннебашкирские (прикамские) фораминиферы *Eostaffella pseudostruvei chomatifera* Kir., *E. parastruvei chusovensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua grandis* Schlyk., *P. antiqua posterior* Saf., *P. korobezkich* Raus. et Saf. и остракоды. Аллохтонная составляющая представлена фораминиферами *Pseudostaffella* cf. *antiqua* (Dutk.), известковыми водорослями *Fasciella ivanovae* Saltovskaja, *F. kizilia* R. Ivanova в ядрах ооидов и интракластах биокластических известняков, а также абрадированными, окатанными, микритизированными, часто с оболочкой, раковинами остракод и члениками стеблей криноидей (рис. 8).

*Аллохтонные комплексы в основной массе.* Аллохтонные бентосные комплексы, распределенные в основной массе вмещающей породы, развиты в широком спектре фаций в нижневизейских, серпуховских, нижнебашкирских и ассельских отложениях.

В нижнем визе северной бортовой зоны в склоновой фации в разрезе скв. 1 Дарьинской площади (инт. 5230–5223 м) в известковистых алевролитах обнаружены вторично захороненные абрадированные, фрагментарные раковины фораминифер, остракод и скелеты зеленых водорослей *Kamaena awirsi* Mamet et Roux.

В серпуховском ярусе в разрезе скв. П-3 Рожковской площади (инт. 3998–3993 м) в органогенно-обломочных – биокластических, литокластических известняках (вакстоунах), характеризующих открытый шельф, установлена переотложенная ассоциация обломанных, истертых раковин фораминифер и члеников стеблей морских лилий, сопровождаемая интракластами биокластических пелитоформных известняков (мадстоунов).

В разрезе серпуховского яруса, вскрытом скв. 2 Восточно-Ветелкинской площади, в фации отмелей волновой зоны (инт. 4617–4607 м) в обломочных известняках (грейнстоунах) отмечены аллохтонные фораминиферы (*Pseudoglomospira*, *Palaeonubecularia*, *Textulariidae* gen et sp. indet., *Eostaffella*), остатки морских лилий и известковых водорослей плохой сохранности, а также литокласты мелкокомковатых известняков. Выше по разрезу в инт. 4607–4597 м обломочные известняки (грейнстоуны–пакстоуны) содержат переотложенные остатки фораминифер, криноидей,



**Рис. 8.** Обломочный известняк с зернами с оболочкой и ооидами (грейнстоун–вакстоун). В ядре ооида видна аллохтонная фораминифера *Pseudostaffella cf. antiqua* (Dutk.) (ф). Наблюдаются аллохтонные, частично разрушенные членики криноидей (к) с микритовой оторочкой.  $\times 26$ . Скв. 200 Николаевская, шл. 3-3, инт. 4224–4216 м, средний карбон, нижнебашкирский подъярус, прикамский горизонт.

известковых водорослей и интракласты водорослевых и биокластических известняков (вакстоунов и пакстоунов).

В нижнебашкирском подъярусе (краснополянский горизонт) в фации лагун в разрезе скв. 5 Карачаганакской площади (инт. 5069–5038 м) синхронные аллохтонные бентосные ассоциации являются составной частью смешанных комплексов. Автохтонная составляющая содержит скелеты фораминифер, двустворчатых моллюсков, брахиопод, остракод и зеленых водорослей. Аллохтонный компонент включает обломанные, истертые раковины фораминифер, гастропод, фрагменты стеблей морских лилий и слоевищ водорослей. Микрофации, вмещающие их, представлены сгустковыми известняками (пелоидными грейнстоунами), биокластическими, органо-обломочными известняками (вакстоунами) с единичными интракластами водорослевых известняков. Палеоэкологические данные показывают, что образование рассматриваемых аллохтонных комплексов происходило в лагунах с активной гидродинамикой.

В субфации зарифового плато в юго-западной бортовой зоне на Астраханском своде, в разрезе нижнебашкирского подъяруса скв. 32 Астраханской площади (инт. 4117–4110 м) в биокластических известняках автохтонная альгофлора сопровождается плохосортированными, абрадированными, часто в микритовой оболочке раковинами фораминифер и округлыми фрагментами стеблей морских лилий.

В лагунной фации ассельского яруса в разрезе скв. 11 Карачаганакской площади

(инт. 4581–4557 м) северной бортовой зоны аллохтонные комплексы встречаются в известняках, обнаруживающих структурную инверсию и состоящих из одетых оболочкой биокластов (фораминифер и известковых водорослей), сформированных в высокоэнергетических условиях вблизи отмелей и захороненных в спокойной воде. Автохтонным комплексам фораминифер присуще субдоминирование текстулярий и тетра-таксисов. Также отмечаются малочисленные брюхоногие моллюски и стебельчатые иглокожие (криноидеи).

Следовательно, синхронные аллохтонные бентосные комплексы отмечаются в рассматриваемом регионе в нижнедевонских, нижнетурнейских, визейских, серпуховских, нижнебашкирских, ассельских, сакмарских и артинских отложениях.

### АСИНХРОННЫЕ АЛЛОХТОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Асинхронные с вмещающими породами аллохтонные бентосные комплексы, развитые обычно в основании трансгрессивных циклов, обнаружены в нижней части башкирского яруса среднего карбона, ассельском и сакмарском ярусах, а также в нижней и верхней частях артинского яруса нижней перми. Аллохтонные асинхронные комплексы приурочены к палеобстановкам отмелей волновой зоны, органогенных построек, подводного склона, подводных конусов выноса и шельфа открытого моря.

Аллохтонный скелетный материал обычно наблюдается в двух компонентах вмещающей породы: основной массе и литокластах.

В базальных слоях башкирского яруса в склоновой фации асинхронные аллохтонные ассоциации встречены в разрезе скв. 13 (инт. 5062–5057 м) Карачаганакской площади северной бортовой зоны. В микробрекчиевых известняках аллохтонный комплекс состоит из раннекаменноугольных фораминифер и известковых водорослей.

В нижнепермских отложениях в составе асинхронных аллохтонных бентосных ассоциаций доминируют фузулиниды, раковины которых легко транспортировались и поэтому обнаруживаются в разных литологических типах.

В нижней части сакмарского яруса в склоновой фации асинхронный аллохтонный фузулинидовый комплекс (в составе смешанного комплекса) известен в северной бортовой зоне в разрезе скв. П-2 Аксайской площади (Изотова, 1985). Автохтонный комплекс содержит раннесакмарские фузулиниды, а аллохтонный – познекаменноугольные и ассельские формы.

В рифовой фации верхней части сакмарского яруса (стерлитамакский горизонт) асинхронные аллохтонные фузулиниды обнаружены в разрезе скв. П-10 Карачаганакской площади (инт. 4242–4155 м), где они совместно с автохтонными формами являются составной частью смешанного комплекса. Вмещающие их отложения представлены фузулинидово-мшанковыми известняками, залегающими на размытой поверхности биокластических известняков с фузулинидами средней зоны (*Schwagerina moelleri*–*Pseudofusulina fecunda*) ассельского яруса. Автохтонный стерлитамакский комплекс охарактеризован фузулинидами зоны *Pseudofusulina urdalensis* и включает, помимо вида-индекса, следующие формы: *Pseudofusulina urdalensis abnormis* Raus., *P. plicatissima* Raus., *P. plicatissima irregularis* Raus., *P. callosa* Raus., *P. callosa proconcautas* Raus., *P. ovoides* Kir. Аллохтонный компонент представлен разрушенными раковинами фузулинид ассельско-сакмарского облика (Изотова, 1985): *Rugosofusulina* sp., *Dutkevitchia* sp., *Daixina* sp., *Pseudofusulina* ex gr. *sphaerica* Bel., *P. ex gr. uralica* (Krot.), *P. cf. sulcata* Kozh., *P. ex gr. moelleri* (Schellw.), *Schwagerina* sp.

В восточной бортовой зоне в предположительно сакмарских грубообломочных отложениях, образовавшихся по нашим представлениям в условиях подводных конусов выноса, в разрезе скв. Г-1 Южный Тускум (инт. 3456–3152 м) указываются (Изотова, 1985) разновозрастные переотложенные раковины фузулинид, наиболее молодыми из которых являются ассельские формы. В сакмарских отложениях шельфа открытого моря в разрезе скв. Г-107 Кенкияк (инт. 4240–4232 м) в конгломератовидном песчанике содержатся

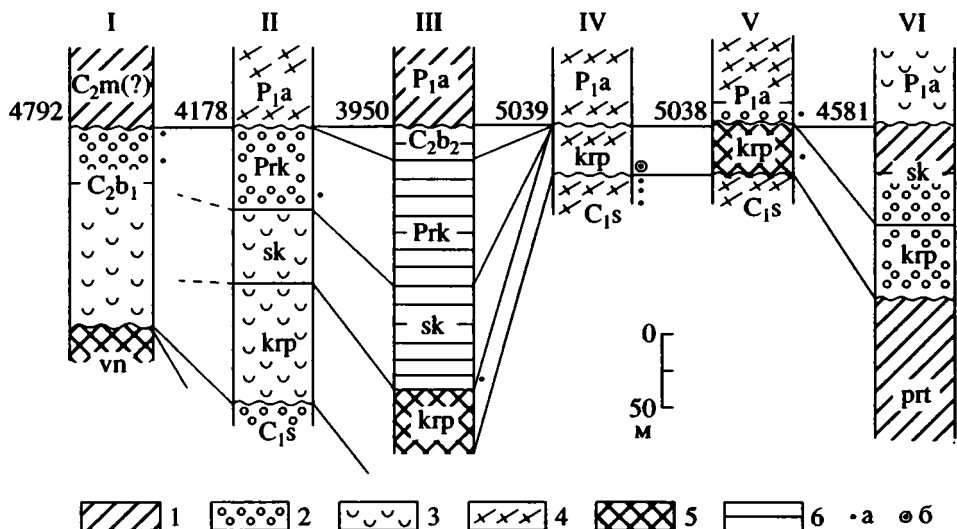
переотложенные раковины гжельских и позднеассельских фузулинид. В артинских отложениях в разрезе скв. Г-2 Восточный Тобускен (инт. 3263–3235 м) отмечаются деформированные и окатанные раковины ассельских и раннесакмарских фузулинид. На месторождении Тенгиз (Золотухина и др., 1989) в разрезе скв. 4 (инт. 3983–3987 м) в конгломератах артинского яруса определены переотложенные каменноугольные формы.

#### ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ АЛЛОХТОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Как следует из вышеописанного, переотложенные комплексы тесно связаны со средой осадконакопления (рис. 9) и характерны для определенных микрофаций.

В лагунной фации аллохтонные комплексы встречаются в отложениях серпуховского яруса, нижнебашкирского подъяруса и ассельского яруса, где присущи биокластическим известнякам (пакстоунам и вакстоунам), сгустковым известнякам (пелоидным грейнстоунам), органогенно-обломочным известнякам (вакстоунам) и известнякам, обнаруживающим структурную инверсию и состоящим из интракластов с оболочкой в микрозернистом матриксе.

В обстановке отмелей волновой зоны – зоне переноса и аккумуляции отмученных карбонатных песков мелководья формировались аллохтонные комплексы в раннем турне, позднем визе, серпуховском, башкирском и ассельском веках. Переотложенные комплексы встречаются в следующих микрофациях: обломочных, биокластических известняках с зёрнами в оболочках (грейнстоунах, грейнстоунах-вакстоунах), ракушняках, онкоидных биокластовых известняках, остаточных брекчиях и оолитовых известняках, соответствующих стандартным микрофациям отмученных карбонатных песков мелководья (Уилсон, 1980). Для автохтонных комплексов данной фации характерны обедненные в таксономическом отношении бентосные сообщества, обитавшие на подвижном дне. Аллохтонная составляющая представлена в основном остатками скелетов организмов, населявшие смежные фациальные пояса. Аллохтонные раковины активно переработаны, часто окатаны, абрадированы, источены сверлильщиками, микритизированы, заключены в оболочки водорослевого происхождения. Скелеты прикрепленного и слабоподвижного бентоса “отмывались” на отмелях и превращались в ядра ооидов и онкоидов. Для многих местонахождений характерна концентрация ископаемых определенного типа (например, криноидей). Это показывает, что такие аллохтонные комплексы формировались на отмелях, пляжах и барах, в условиях постоянного действия волн и течений,



**Рис. 9.** Сопоставление каменноугольных и нижнепермских отложений, вмещающих аллохтонные бентосные комплексы. Корреляция основана на автохтонных фораминиферовых и водорослевых комплексах. I – скв. 3 Южно-Плодовитенская, II – скв. 200 Николаевская, III – скв. 32 Астраханская, IV – скв. 13 Карачаганакская, V – скв. 5 Карачаганакская, VI – скв. 6 Новенькая.

1 – бассейновые отложения; 2 – отложения отмелей волновой зоны; 3 – отложения мелководной шельфовой равнины; 4 – склоновые отложения; 5 – лагунные отложения; 6 – отложения зарифового плато.

Местоположение аллохтонных комплексов а) синхронных, б) асинхронных.

vn – верхневизейский подъярус, веневский горизонт; C<sub>1s</sub> – серпуховский ярус; C<sub>2b1</sub> – нижнебашкирский подъярус, krp – краснополянский горизонт, sk – северокельтменский горизонт, prk – прикамский горизонт; C<sub>2b2</sub> – верхнебашкирский подъярус; C<sub>2m</sub> – московский ярус; P<sub>1a</sub> – ассельский ярус.

мелких водах с умеренно высокой гидродинамикой, а также в высокоэнергетических областях и зонах вымывания осадков.

Смена групп организмов, производивших карбонатные пески, отражает эволюционные фаунистические изменения. Криноидные пески в Прикаспии были характерны для фаменского века позднего девона, а также среднего карбона, фораминиферовые (из мелких фораминифер) – для раннего и среднего карбона, фузулинидовые – для ранней перми.

В фации органогенных построек тип захоронения органических остатков зависит от гидродинамической активности: в высокоэнергетических условиях многочисленны не прижизненно захороненные и деструктивные остатки, а в обстановке с умеренной циркуляцией вод преобладают автохтонно захороненные организмы. Ископаемые аллохтонные комплексы в данной фации трудно диагностируются. Так, в изученном регионе достоверно установлено лишь одно местонахождение асинхронного аллохтонного комплекса в рифовой фации верхней части сакмарского яруса. В современных рифах (James, 1983) скелеты рифостроителей и рифолюбов в основном остаются на месте обитания, за исключением тех, которые ослаблены биоэрозией, разбиваются волнами и перемещаются в пустотные образования внутри рифа или транспортируются вниз в зону передо-

вого рифа. Аллохтонный скелетный материал совместно с осадками разных генераций встречен в пустотных образованиях рифа: грубозернистый скелетный песок, оторванный от поверхности рифа, характерен для крупных пор, известковый ил с раковинами фораминифер и планктонных водорослей обычно встречается в более мелких порах. В ископаемых рифах (Burchette, 1981) аллохтонные бентосные комплексы встречаются в полосках и трещинах, заполненных сингенетическими и постгенетическими внутренними осадками.

В рассматриваемом регионе в субфации зарифового плато аллохтонные синхронные ассоциации наблюдаются в биокластовых известняках нижнебашкирского подъяруса.

В фации подводного склона аллохтонные бентосные комплексы обнаружены в разрезе нижневизейского подъяруса, серпуховского, башкирского, сакмарского и артинского ярусов. Аллохтонные комплексы приурочены к биокласто-литокластовым брекчиям, брекчиевидным, микробрекчиевым, биокластическим известнякам (грейнстоунам), известнякам с преобладанием основной массы (флоустоунам). Биокласты местного происхождения состоят из фрагментов скелетов организмов, снесенных с окраины карбонатной платформы или вершины рифов и их склонов.

В изученном регионе в фациях открытого шельфа карбонатной платформы аллохтонные синхронные ассоциации установлены в разрезах нижнего девона и серпуховского яруса. Микрофации, содержащие аллохтонные фоссилии, представлены микрокристаллическими известняками с редкими интракластами и органогенно-обломочными известняками (вакстоунами). Следует отметить, что в современных аналогах рассматриваемой фации преобладают смешанные комплексы. Роль автохтонной составляющей возрастает по мере снижения гидродинамической энергии и повышения солености. Аллохтонный компонент включает остатки обитателей смежных поясов.

В бассейновой фации аллохтонные комплексы встречены в микрослоистых известняках в разрезе башкирского яруса.

Выявленная приуроченность асинхронных и синхронных аллохтонных комплексов к определенным фациям позволяет предположить, что стратиграфическое распространение их может быть значительно более широким. Аллохтонные комплексы могут быть обнаружены в сходных фациях на разных стратиграфических уровнях.

### МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ АЛЛОХТОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Механизм образования асинхронных аллохтонных комплексов включает сложное взаимодействие седиментационных, биологических, тафономических и тектонических процессов, протекающих в течение длительного времени. К их формированию приводят перерывы в осадконакоплении, колебания уровня моря, дискретность событий размыва и захоронения фоссилий, размывы, выветривание, растворение разновозрастных отложений области сноса и подводных палеоподнятий с различным содержанием бентосных фоссилий, обусловленных биологической продуктивностью и постмор탈ными изменениями при первичном захоронении, а также перемещение и переработка продуктов размыва и их вторичном захоронении.

Транспортировка бентосных фоссилий как в обломках пород, так и естественно отпрепарированных, контролируется физической энергией потока (ветер, приливно-отливные, направленные береговые, донные течения, гравитационные процессы), наклоном дна и устойчивостью скелета разных групп фоссилий к переносу и переотложению.

Механизм образования аллохтонных синхронных комплексов представляет сочетание седиментационных и биологических процессов. Ему свойственны: 1) высокая продуктивность бентосной биоты, 2) отмывание, транспортировка и пе-

реработка скелетного материала бентоса в условиях активного и умеренно активного гидрологического режима, преобладающего во время осадконакопления, 3) перенос остатков организмов по латерали кратковременными штормами, 4) перемещение фоссилий оползнями и обвалами, вызванными гравитационными силами, 5) вторичное захоронение. Влияние названных факторов изменяется в различных палеообстановках.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, аллохтонные бентосные ассоциации в верхнем палеозое Прикаспия наблюдаются значительно реже, чем автохтонные комплексы. Среди аллохтонных комплексов различаются два типа: асинхронные и синхронные с вмещающими отложениями. Диагностика аллохтонных комплексов основывается на анализе палеонтологических, палеоэкологических и седиментологических критериев.

Стратиграфическое распространение аллохтонных ассоциаций характеризуется широким возрастным диапазоном в изученном регионе. Они приурочены к нижнедевонским, нижнетурнейским, нижне- и верхневизейским, серпуховским, нижнебашкирским, ассельским, сакмарским и аргинским отложениям.

Асинхронные аллохтонные комплексы наиболее развиты в основании трансгрессивных циклов. Возрастные отличия данных комплексов от автохтонных резкие (принадлежат к разным системам или отделам) или нерезкие (относятся к разным ярусам). Аллохтонные асинхронные комплексы формировались за счет разрушения литифицированных или слабо консолидированных осадков. Основным поставщиком асинхронного аллохтонного материала были местные палеоподнятия.

Распространение аллохтонных комплексов контролируется не только возрастом отложений, но и фациями. Главным фактором, определившим появление распространения рассматриваемых комплексов являлась достаточно высокая энергия водной среды, обусловившая разрушение, переработку и транспортировку осадков. Синхронные аллохтонные комплексы чаще всего встречаются в фации отмелей волновой зоны, но наблюдаются также в фациях лагуны, органогенных построек, подводного склона открытого шельфа и бассейновых.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бигон М., Харнер Дж., Траунсенд К.* Экология. Особи, популяции и сообщества. М.: Мир, 1989. Т. 1. 667 с.  
*Горошкова В.А., Овнатанова Н.С., Замилацкая Т.К.* О крупном стратиграфическом несогласии во внутренней прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 3. С. 676–679.

- Дженчураева А.В., Солошенко И.И.* О переотложении фораминифер в верхнепалеозойских отложениях Восточного Алая // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 2. С. 75–82.
- Замаренов А.К.* Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1970. 172 с.
- Золотухина Г.П., Кетат О.Б., Даньшина Н.В., Аleshин В.М.* К стратиграфии верхнепалеозойских отложений юго-восточной части Прикаспийской впадины (Тенгизская площадь) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 4. С. 933–937.
- Золотухина Г.П., Даньшина Н.В.* Особенности строения верхнего палеозоя Тенгизской и Королевской площадей (юго-восточная часть Прикаспийской впадины) // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. 1992. С. 79–85.
- Изотова М.Н.* Фузулинидовые зоны нижней перми северного и восточного бортов Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1985. № 3. С. 76–84.
- Кленина Л.Н., Зайцева Е.Л.* Условия и признаки переотложения бентосных фоссилий в карбоне Прикаспийской впадины // Пределы точности биостратиграфической корреляции. Тр. XXXVI сессии ВПО. Л.: Наука, 1995. С. 132–140.
- Кленина Л.Н., Овнатанова Н.С.* Фациальный контроль в распределении конодонтов Прикаспийской синеклизы // Изв. АН СССР. 1986. Сер. геол. № 12. С. 66–73.
- Кухтинов Д.А., Алексеева В.И., Калмыкова А.Г.* О переотложении палеонтологических остатков в перми и триасе Прикаспийской впадины и его возможных причинах // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 3. С. 672–674.
- Кухтинова Л.В., Кухтинов Д.А.* Нижнепермские палинокомплексы терригенных отложений востока Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1990. № 8. С. 51–56.
- Поярков Б.В.* О степени влияния переотложения фораминифер на точности определения возраста кремнисто-карбонатных отложений Южной Ферганы // Вопросы микропалеонтологии. 1973. № 16. С. 183–192.
- Раузер-Черноусова Д.М.* Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса (р. Сакмара, Южный Урал) // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1965. Вып. 135. 83 с.
- Розовская С.Е.* Фузулиниды верхнего карбона и нижней перми Южного Урала // Тр. ПИН АН СССР. 1952. Вып. 40. С. 5–50.
- Уилсон Дж.Л.* Карбонатные фации в геологической истории // М.: Недра, 1980. 462 с.
- Burchette P.T.* European Devonian Reefs: a Review of current concepts and models // SEMP Special Publication. 1981. № 30. P. 85–142.
- Dunham R.J.* Classification on carbonate rocks according to depositional texture // Ham E.W. (ed.). Classification of carbonate Rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. I. 1962. P. 108–121.
- Flugel E.* Microfacies analysis of limestones // Berlin. Springerferlag. 1982. V. XIV. 633 p.
- Frankel E.* Recent Sedimentation in the Princess Charlotte Bay Area, Great Barrier Reef Province // Proceedings of the Second International of Coral Reef Symposium 2, Great Barrier Reef Committee Brisbane. December, 1974. P. 355–369.
- Hine A.C.* Lily Bank, Bahamas, History of an aktive oolite sand shoal // J. Sediment. Petrolog. 1977. V. 47. № 4. P. 1554–1581.
- James N.P.* Reef. // Scholle P.A., Bebout D.G. and Moore C.H. (Eds.). Carbonate Depositional Environment. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa. Okl. 1983. P. 346–440.

Рецензент А.С. Алексеев



УДК 551.763.13(470.311)

## ВОЗРАСТ ПАРАМОНОВСКОЙ СВИТЫ (АЛЬБ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ) И ГЛОБАЛЬНАЯ ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ МЕЛА

© 1996 г. А. С. Алексеев\*, Т. Н. Горбачик\*, С. Б. Смирнова\*, Н. Ю. Брагин\*\*

\* Московский государственный университет, 119899 Москва, Университетская пл., 1, Россия

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

Поступила в редакцию 19.03.94 г., получена после доработки 20.12.94 г.

На основании впервые обнаруженного в парамоновской свите Подмосковья комплекса секреторных, в том числе планктонных, фораминифер и палинологических данных показано, что она принадлежит терминальному альбу (вракону) и, что не исключено, также и основанию сеномана. Особенности седиментации и экологический облик фаунистических комплексов свидетельствуют, что глубина морского бассейна первоначально могла достигать 90–100 м, но позднее снизилась до 40–50 м, на что указывает появление в разрезе темпеститов. Осадки парамоновской свиты отвечают терминальной альбской трансгрессии на Русской платформе и повышению уровня моря до отметки +240 м. Сравнимыми по амплитуде могли быть лишь трансгрессивные события оксфорда и позднего сантона–раннего кампана. “Парамоновское событие” высокого стояния уровня моря может быть прослежено и в Западной Европе.

**Ключевые слова.** Стратиграфия, верхний альб, фораминиферы, радиолярии, пыльца и споры, темпеститы, трансгрессии.

В последние годы особое внимание исследователей привлекают глобальные эвстатические трансгрессии и регрессии, шкала которых все шире используется как для расчленения и корреляции осадочных толщ мезозоя и кайнозоя методами секвентной стратиграфии, так и при поиске скоплений углеводородов (Vail et al., 1977; Naq et al., 1987, 1988). Между тем, надежность этой шкалы вызывает определенные сомнения и в попытках ее проверки и уточнения взоры геологов все чаще обращаются к центральным областям кратонов, которые, как считается, могли быть наиболее устойчивыми в тектоническом отношении, а структура их осадочного чехла определялась прежде всего трансгрессивно-регрессивным ритмом (Sahagian, Holland, 1991).

Такой областью может быть Восточно-Европейская (Русская) платформа, один из крупнейших докембрийских кратонов Земли. Расположенная в ее центре Московская синеклиза сохранила сложно построенный покров преимущественно морских юрских (начиная с келловей) и меловых толщ с залеганием, близким к горизонтальному. Эта область удалена от ближайших палеозойских и более молодых складчатых поясов Урала, Кавказа и Карпат более чем на тысячу километров. Активно прогибавшаяся в меловое и палеогеновое время Днепровско-Донецкая впадина находится в 600 км к юго-западу от Москвы.

Особое внимание в центральных районах Русской платформы привлекает нижнемеловая па-

рамоновская свита, сложенная черными и темно-серыми алевроитовыми глинами обычно мощностью 20–50 м. Обширное поле развития парамоновских глин расположено севернее Москвы в области Клинско-Дмитровской гряды, откуда они переходят на северо-восток в Ярославскую и Владимирскую области (Олферьев, 1986). Островок парамоновской свиты сохранился и на Теплостанской возвышенности, которая занимает южную окраину Москвы. Наконец, весьма обширные территории отложения парамоновской свиты покрывают в Рязано-Саратовском прогибе и Ульяновском Поволжье. Близкие в литологическом отношении и сходные по возрасту толщи известны и в Прикаспийской впадине (Сазонов, Сазонова, 1967).

Региональная выдержанность парамоновской свиты, ее глинистый состав и насыщенность радиоляриями заставляют предполагать, что формирование последней связано с крупнейшей трансгрессией, когда в центре Русской платформы установились относительно глубоководные условия. Поэтому точная датировка парамоновской свиты представляется особенно важной для временной калибровки трансгрессивно-регрессивного ритма. Однако до последнего времени отсутствовали сколько-нибудь надежные биостратиграфические данные о возрасте парамоновских глин, так как в них в типовом районе не находились аммониты или планктонные фораминиферы,

на которых в основном базируется зональная стратиграфия мела.

Стратиграфическое положение парамоновской свиты на протяжении всего периода ее исследования определялось как верхний альб (Добров, 1932; Даньшин, 1947; Герасимов и др., 1962; Герасимов, 1971; Олферьев, 1986; Барабошкин, 1991).

Основанием для такого заключения послужило налегание парамоновской свиты с размывом на заведомо среднеальбские глауконитовые пески с фосфоритами (гаврилковская свита А.Г. Олферьева) и перекрытие ее в свою очередь с размывом песчаной толщей в основании с фосфоритами, содержащими сеноманские аммониты. Кроме того, указывалось, что фосфориты в основании глинистой толщи альба в ряде пунктов Рязано-Саратовского прогиба содержат остатки верхнеальбских аммонитов (Сазонов, Сазонова, 1967; Барабошкин, 1991). Отмечалось также, что комплекс радиолярий парамоновской свиты сходен с комплексом радиолярий верхнего альба Крыма, хотя последний никогда не был адекватно описан.

Как видно из вышесказанного, датировка парамоновской свиты базировалась на косвенных данных и на самом деле эта толща может быть и сеноманской, поскольку фосфориты ее базального горизонта с позднеальбскими аммонитами могли бы быть переотложены из осадков, позднее полностью уничтоженных эрозией, что типично для альба Русской платформы (Барабошкин, 1991).

В данной статье излагаются результаты комплексного микропалеонтологического изучения разреза парамоновской свиты Спас-Каменка, в котором впервые были обнаружены секреторные бентосные и планктонные фораминиферы, а также достаточно разнообразные палинокомплексы, что позволило существенно уточнить ранее существовавшие представления о возрасте этого стратиграфического подразделения.

## ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Первая схема расчленения меловых отложений Северного Подмосковья (район Клинско-Дмитровской гряды) была дана В.Д. Соколовым (1913), который выделил черные парамоновские глины и эквивалентный им "парамоновский" водоупорный горизонт, названный по д. Паромоновой, где он впервые был установлен (1913, с. 9).

Позднее название этой толщи было изменено на "парамоновские" глины в соответствии с модификацией топонима (Милановский, 1926; Хименков, 1928; Розанов, 1927; Добров, 1932) и сохраняется таковым до настоящего времени.

Вплоть до середины 80-х годов XX столетия в европейской России, начиная с работ А.П. Павлова и А.Д. Архангельского, для юрских и меловых

отложений не принято было выделять местные стратиграфические подразделения в ранге свит. В качестве стратиграфической основы использовались ярусные и зональные подразделения, установленные в Западной Европе. Рассматривать парамоновские глины как свиту предложил А.Г. Олферьев (1986) при разработке местной шкалы литостратиграфических единиц для центра Русской платформы.

Как отмечалось выше, в типовом районе парамоновской свиты (Дмитровский район) она не получила макропалеонтологической характеристики. С.А. Доброву (1932) удалось найти вблизи г. Яхрома отпечаток, похожий на чешую рыбы и, возможно, остаток какого-то членистоногого.

А.Н. Розанов (1927, с. 143) считал, что толща парамоновских глин "условно может быть сопоставлена с верхнеальбскими глинами Пензенской и Тамбовской губерний (враконский подъярус альба)". Последние считались враконскими на основании находок *Callihoplites враconensis* Pictet et Campiche. Аналогичной позиции придерживался и С.А. Добров (1932, с. 10–11), который писал: "По своему положению между средним гольтом и сеноманом они могут еще принадлежать к первому или уже к верхнему гольту (или вракону, *Alb<sub>s</sub>*), тем более, что глины эти совершенно постепенно переходят в вышележащие пески, заключающие вверху сеноманскую фауну". Верхнеальбский возраст парамоновских глин принимали Б.М. Даньшин (1947), а также П.А. Герасимов и др. (1962), И.Г. Сазонова, Н.Т. Сазонов (1967) и другие исследователи.

В 60-е годы в парамоновских глинах Владимирской области (Владимирский и Кольчугинский районы) были обнаружены радиолярии, которые кратко описали Х.Ш. Алиев и Р.Ф. Смирнова (1969). Они отметили их сходство с альбским комплексом Северо-Восточного Азербайджана. Ряд видов, встречаемых в Подмосковье, ранее был установлен Х.Ш. Алиевым в альбе Среднего Поволжья. Кроме того, эти авторы совместно с радиоляриями указывают небогатый комплекс агглютинирующих фораминифер *Ammobaculites agglutinans* (d'Orb.), *Gaudryinella* aff. *albica* Alekseeva, *Hapliphragmoides nonioninoides* Reuss и *Hapliphragmium aequalis* Roemer. Эти данные были повторены П.А. Герасимовым (1971), который указывал также на присутствие в верхней части глин аммонитов *Hoplites* sp. Позже эти находки были ревизованы Е.Ю. Барабошкиным и И.А. Михайловой (1987). Оказавшийся в их распоряжении единственный экземпляр аммонита и фотографии другого позволили им высказать предположение, что это представители *Pervinquieria* или *Hysterocegas*.

Е.Ю. Барабошкин и И.А. Михайлова пришли к выводу, что парамоновская толща в своей нижней

части предположительно принадлежит еще к среднему альбу, поскольку перерыв в ее подошве имеет незначительную амплитуду. Впоследствии Е.Ю. Барабошкин (1991) отказался от этого предположения и вернулся к прежней точке зрения о том, что вся парамоновская толща верхнеальбская, включая и подсеноманские пески яхромской свиты. А.Г. Олферьев (1986, 1988) считает, что в типовом районе парамоновская свита условно имеет позднеальбский возраст, ложится на подстилающие толщи с размывом и содержит фораминиферы и радиоларии, сходные с таковыми верхнего альба Крыма. По его мнению яхромская свита залегает с глубоким размывом на парамоновских глинах и должна относиться к сеноману.

П.А. Герасимов (1988) в меловом томе "Стратиграфия СССР" также отнес парамоновские глины к верхнему альбу и отметил редкие находки в них *Actinoceras cf. sulcatoides* Saveliev.

Фосфоритовый горизонт вблизи подошвы залегающей выше ляминской свиты содержит сеноманские аммониты и зубы акул (Милановский, 1926).

Приведенный обзор предшествующих исследований показывает, что палеонтологическая характеристика парамоновской свиты крайне скудна и не дает надежных указаний на ее возраст, а трактовка границ с нижележащими и перекрывающимися отложениями у различных авторов может быть прямо противоположной. По существу, вывод о позднеальбском возрасте был основан лишь на стратиграфическом положении этого стратона между средним альбом и сеноманом.

### РАЗРЕЗ СПАС-КАМЕНКА

Изученный разрез расположен в 25 км к северу от Москвы в карьере у дер. Спас-Каменка, географические координаты 56°09' с.ш., 37°28' в.д. (рис. 1). Он находится в 11 км к югу от типовой местности парамоновской свиты на р. Волгуше у с. Парамоново.

В старой, юго-западной части карьера нижняя часть уступа скрыта многочисленными оползнями и оплывинами, поэтому описание разреза было выполнено на северном борту карьерной выемки, где добыча глин велась в 1990 г.

В разрезе парамоновской свиты карьера Спас-Каменка общей мощностью 16.7 м могут быть выделены снизу вверх три литологические пачки (рис. 2).

**Пачка I.** Глины во влажном состоянии черные, слюдястые с довольно многочисленными следами жизнедеятельности *Chondrites*. Содержание песчаного (>0.05 мм) материала невелико и довольно устойчиво составляет 5–7%. Видимая мощность 1.7 м.

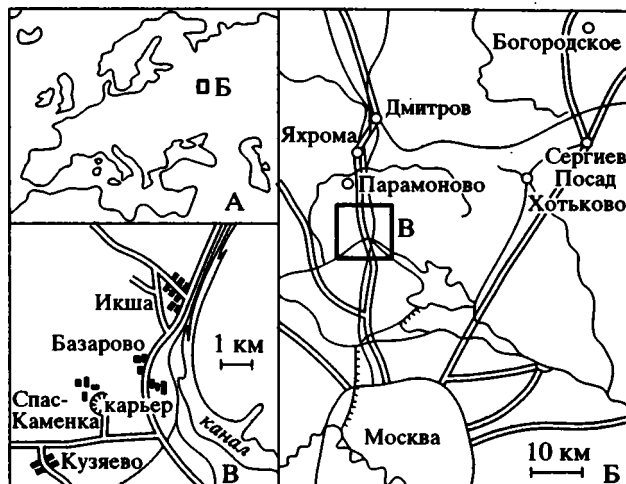


Рис. 1. Местонахождение разреза Спас-Каменка.

**Пачка II.** Глины во влажном состоянии черные и темно-серые, слюдястые, в основании алевритово-песчаные и глауконитовые, залегают с явным размывом на глинах пачки I. Зеленый глауконитовый глинистый песок (0.1–0.15 м) проникает на несколько сантиметров в кровлю пачки I. В подошве пачки содержание фракции >0.05 мм составляет свыше 17%, а по направлению к кровле снижается до 2–5%. В нижней части пачки глины интенсивно биотрубируются, отдельные прослойки опокovidные и более светло окрашенные. Мощность 6.6 м.

**Пачка III.** Глины во влажном состоянии темно-серые и черные с многочисленными линзочками и прослойками (до 0.05–0.1 м) микрослоистых глинисто-песчаных алевритов. В подошве выдержанный прослой (до 10 см) серого, слегка зеленоватого алеврита с выцветами желтого ярозита. Этот алевритовый прослой насыщен водой и четко выделяется на подсохшей поверхности вертикального уступа более темным цветом. В 1.1 м от подошвы пачки наблюдался прерывистый пропласток (1–6 см) глинистого косослоистого алеврита. В последнем толщина отдельных слоев составляет 0.5–2 мм. Слоистость подчеркивается тончайшими примазками черной глины. В косых сериях встречаются и очень мелкие гравийного размера окатанные кусочки черной глины. Содержание фракции >0.05 мм в глинах нижних 4.5 м пачки составляет 3–7%, но выше заметно возрастает до 10–20%. Прослой и линзы микрослоистых песчаных алевритов могут интерпретироваться как темпеститы, что свидетельствует об обмелении бассейна и достижении базисом волн его дна. Мощность 8.4 м.

Подошва парамоновской свиты в карьере Спас-Каменка не вскрыта. Общая мощность

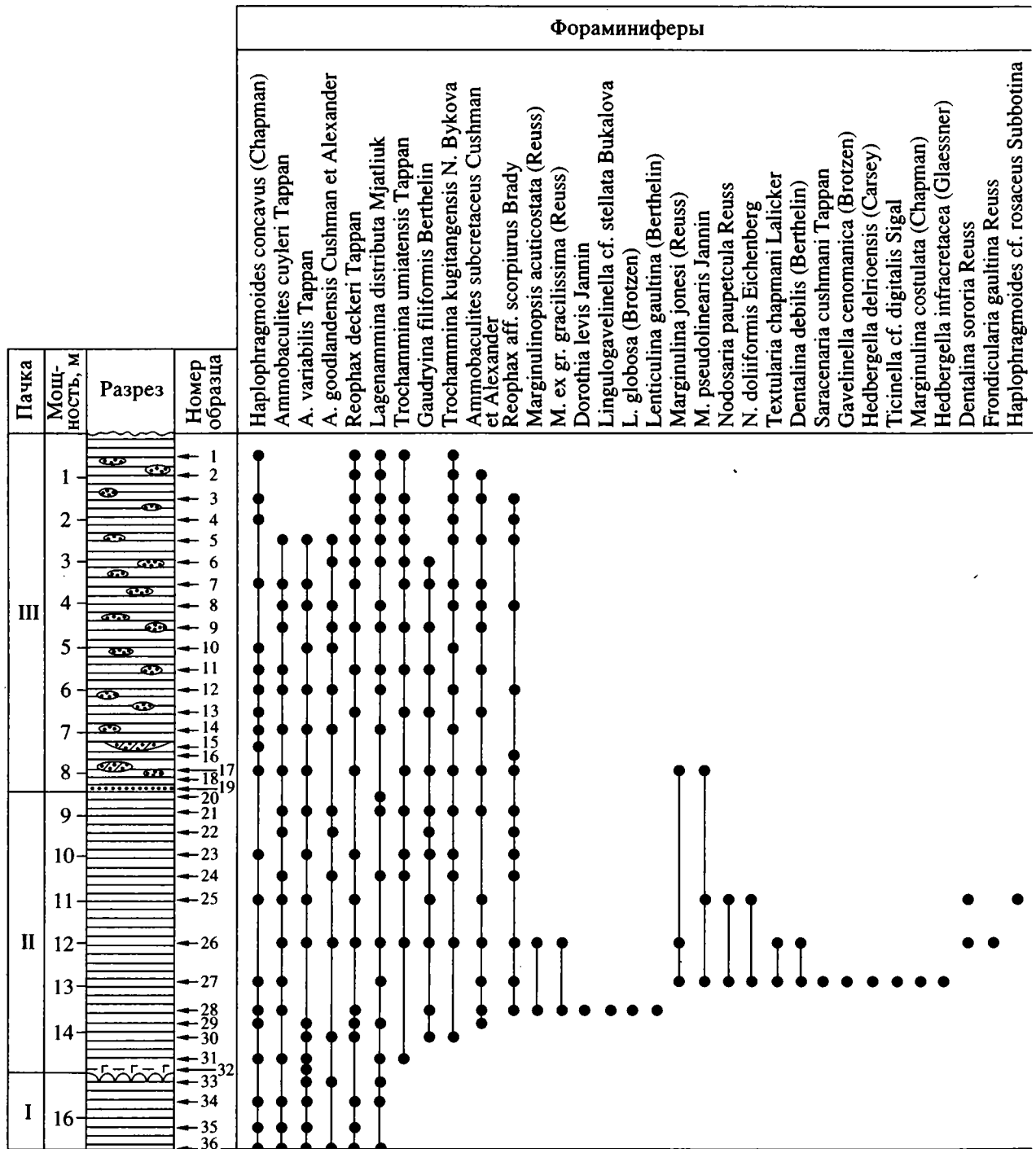


Рис. 2. Распространение фораминифер, спор и пыльцы в парамоновской свите разреза Спас-Каменка.  
1 – глина; 2 – алевролит; 3 – глауконит; 4 – косяя слоистость.

этого стратона в Северном Подмоскowie составляет обычно около 30 м и он имеет трехчленное строение. Базальные слои свиты представлены глинистыми глауконитовыми песками, местами с прослоями глин и с одним или несколькими горизонтами фосфоритовых стяжений. Мощность базальных слоев составляет 2–5 м. Средняя часть

свиты сложена темно-серыми и черными алевроитовыми глинами (20–25 м). Венчается свита темно-серыми, часто пятнистыми глинистыми песками (до 4–5 м). Таким образом, изученный разрез парамоновской свиты охватывает ее среднюю глинистую часть, а с учетом того, что по данным бурения мощность альбских глин в карьере Спас-

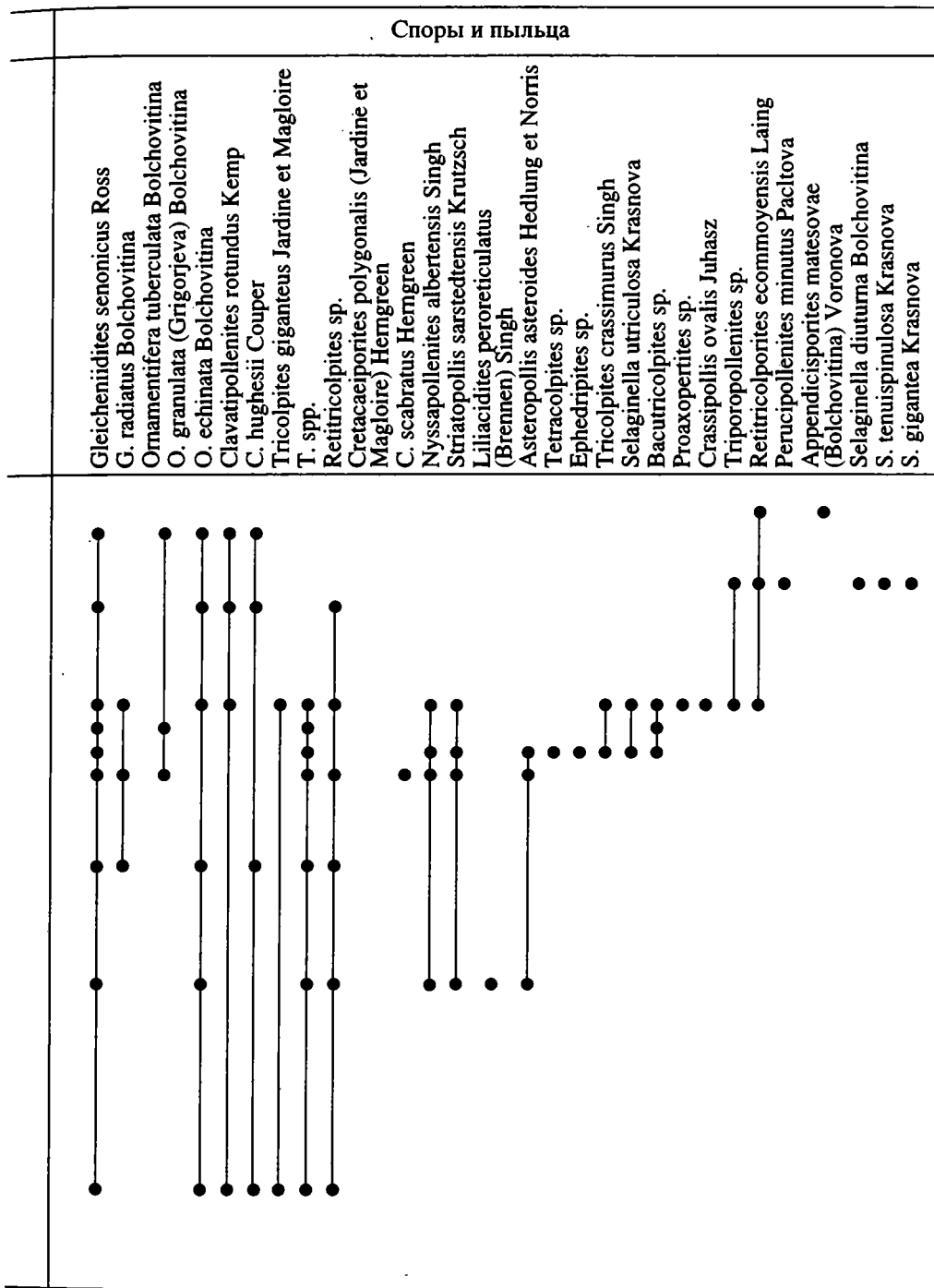


Рис. 2. Окончание.

Каменка равна 18 м (Бизяева, Принц, 1974), он представляет ее почти полностью.

**МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ**

Из разреза парамоновской свиты было отобрано 36 образцов с интервалом 0.5–1 м. По 100 г каждого из них дезинтегрировались путем кипя-

чения с бикарбонатом натрия для выделения микрофоссилий во фракции >0.05 мм. Для образца СК-27, наиболее богатого раковинами секрещионных фораминифер, масса пробы составила около 0.5 кг. Выделение палинофоссилий проводилось с использованием в качестве тяжелой жидкости раствора CdJ + KJ. Подсчитывалось не менее

200 зерен за исключением тех случаев, когда препарат оказывался слишком бедным. Коллекция фораминифер хранится на кафедре палеонтологии геологического факультета Московского государственного университета под № 266. Коллекция радиолярий находится в Геологическом институте РАН.

### ФОРАМИНИФЕРЫ

Глины парамоновской свиты содержат раковины фораминифер по всему разрезу, но в относительно небольших количествах (обычно первые десятки экземпляров в образце). В большинстве образцов присутствует стабильный набор видов агглютинирующих фораминифер, относящихся преимущественно к родам *Reophax*, *Ammobaculites*, *Narphragmoides*, *Lagenammina*, *Trochammina*. Их раковины, как правило, имеют очень хорошую сохранность, но нередко деформированы из-за уплотнения глин. В интервале 1.4–4.0 м от подошвы пачки II (обр. СК-25–СК-28) наряду с агглютинирующими присутствуют и секреторные бентосные (преимущественно нодозарииды) и планктонные фораминиферы. Секреторные формы имеют значительно худшую сохранность, их раковины корродированы и как бы перекристаллизованы. По численности они заметно уступают агглютинирующим. Секреторные фораминиферы (только бентосные) встречены также и в базальной части пачки III (обр. СК-17), но здесь они единичны. Наконец, одна неопределимая раковина секреторной фораминиферы обнаружена в образце СК-11 (2.8 м от подошвы пачки III).

Всего определено 32 вида фораминифер, относящихся к 19 родам; среди последних два рода планктонных. Бентосные фораминиферы включают представителей 8 родов с агглютинированной раковиной, состоящей преимущественно из зерен кварца, и 9 – с секреторной известковой. Основные виды изображены на табл. I–III.

На основании анализа вертикального распространения фораминифер в разрезе Спас-Каменка выделены три последовательных комплекса (рис. 2).

Комплекс I приурочен к нижней пачке и содержит небольшое число агглютинированных форм, которые переходят в вышележащие пачки. К ним относятся *Ammobaculites variabilis* Tarran, *A. cuyleri* Tarran, *A. goodlandensis* Cushman, *Reophax deckeri* Tarran, *Lagenammina distributa* Mjatluk, *Narphragmoides concavus* (Chapman). Два первых из перечисленных видов, а также *Reophax deckeri* Tarran первоначально были описаны из верхнеальбской формации Грейсон Северного Техаса (Tarran, 1940). Однако *R. deckeri* указывается из различных горизонтов альба и даже нижней части сеномана Техаса и Оклахомы (Frizzel, 1954; Tarran, 1943). Из альба Северной Америки описан и *Ammobaculites goodlandensis* Cushman et Al-

exander (Cushman, Alexander, 1930; Loeblich, Tarran, 1949). Последний вид комплекса, *Narphragmoides concavus* (Chapman) широко распространен в аптских и альбских отложениях.

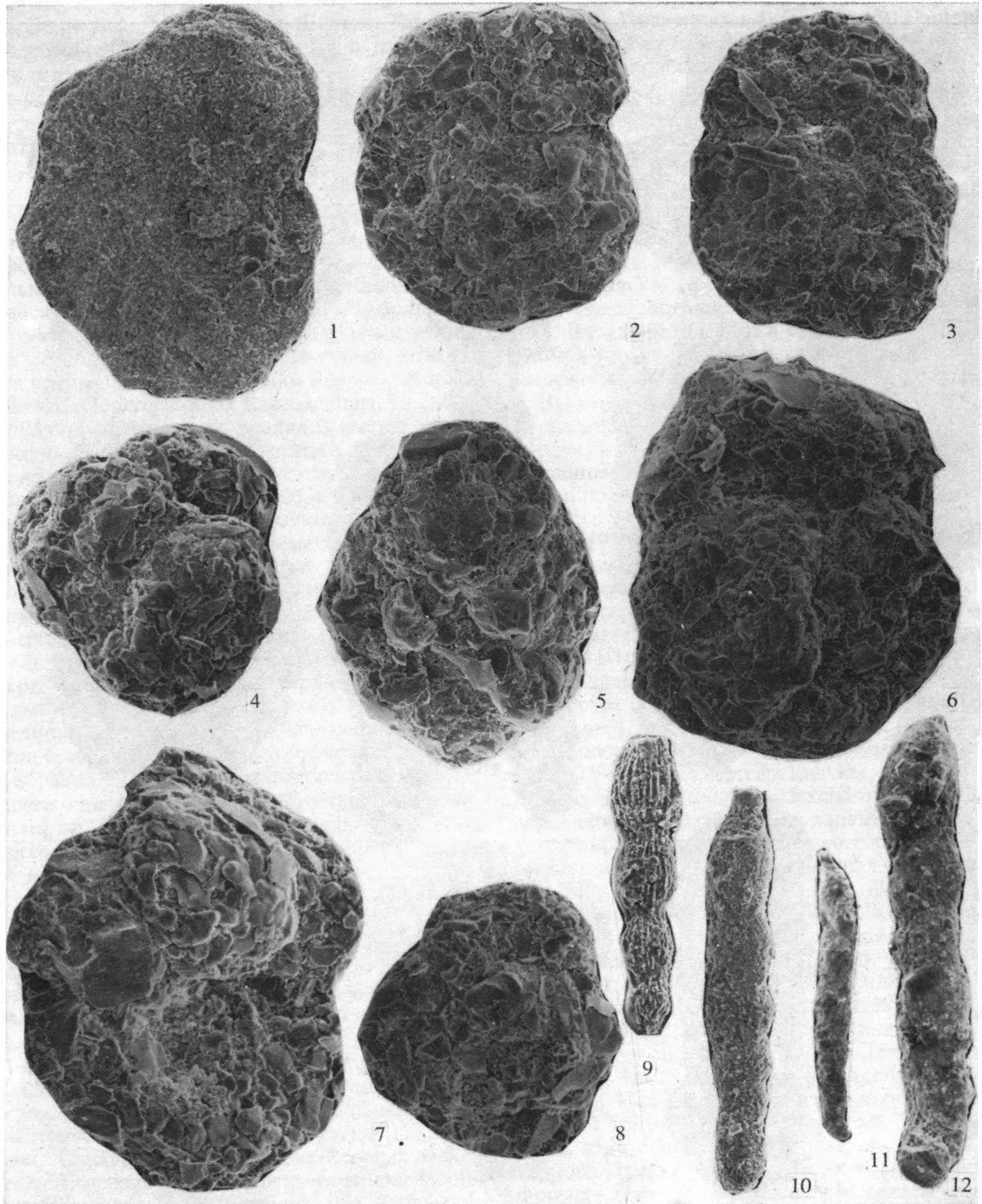
Комплекс II установлен в пределах пачки II и в базальной части пачки III. Среди агглютинирующих фораминифер наряду с видами, свойственными комплексу I, появляются *Trochammina umiatensis* Tarran, *T. kugitangensis* N. Vykova, *Gaudryina filiformis* (Berthelin), *Ammobaculites subcretaceous* Cushman et Alexander, *Reophax aff. scorpiurus* Brady. Первый вид характерен для среднего–верхнего альба Аляски (формация Грандстан) (Tarran, 1957) и распространен, по данным Е.В. Мятлюк и В.П. Василенко (1988), в среднем апте–среднем альбе Восточно-Европейской платформы. Те же авторы указывают, что *Trochammina kugitangensis* N. Vykova характерна для верхнего альба–нижнего сеномана Мангышлака, Устюрта и Восточной Туркмении. Вид, названный нами *Reophax aff. scorpiurus* Brady, полностью соответствует изображению *R. scorpiurus* Brady из типового разреза верхнего альба Парижского бассейна (Magniez-Jannin, 1975). Но, так как впервые этот вид был описан из современных осадков, для меловых форм это название должно применяться со знаком открытой номенклатуры. Наибольшего разнообразия данный комплекс достигает в интервале 1.4–4.0 м от подошвы пачки II, где к указанным выше видам агглютинирующих фораминифер добавляются секреторные. Видовое разнообразие в образце СК-27 достигает 17 форм. Следует также отметить присутствие в двух образцах (СК-26 и СК-27) *Textularia chapmani* Lalicker. Этот вид известен из альба Польши (Alexandrowicz, 1978), Нидерландов (Ten Dam, 1950) и характерен для верхнего альба (вракона) Парижского бассейна (Magniez-Jannin, 1975). Из секреторных фораминифер отмечены как наиболее частые *Dentalina inconstans* Jannin, *D. debilis* (Berthelin), *D. sororia* Reuss, *Marginulina jonesi* (Reuss), *M. pseudolinearis* Jannin, *Marginulinopsis acuticostata* (Reuss). Данные виды известны на различных уровнях альба Западной Европы и почти все присутствуют во враконе Парижского бассейна. Некоторые виды встречены единично. В эту группу входят *Trochammina cf. bulloides* Tairov и *Lingulogavelinella cf. stellata* Bukalova. Необходимо отметить, что *Trochammina bulloides* Tairov была описана из альба Азербайджана, а *Gavelinella stellata* Bukalova – из альба Северного Предкавказья (Букалова, 1958). Еще две формы – *Dorothia levis* Jannin и *Marginulinopsis acuticostata restricta* (Jannin) встречаются в верхнем альбе Парижского бассейна (Magniez-Jannin, 1975).

Наиболее разнообразен комплекс фораминифер образца СК-27. Кроме вышеперечисленных, он включает *Saracenaria cushmani* Tarran, описанную из верхнего альба Техаса и *Gaudryina sp.* Особо следует отметить присутствие *Gavelinella senomanica* (Brotzen). Последний вид широко



Таблица I. Фораминиферы парамоновской свиты разреза Спас-Каменка (Подмосковье).

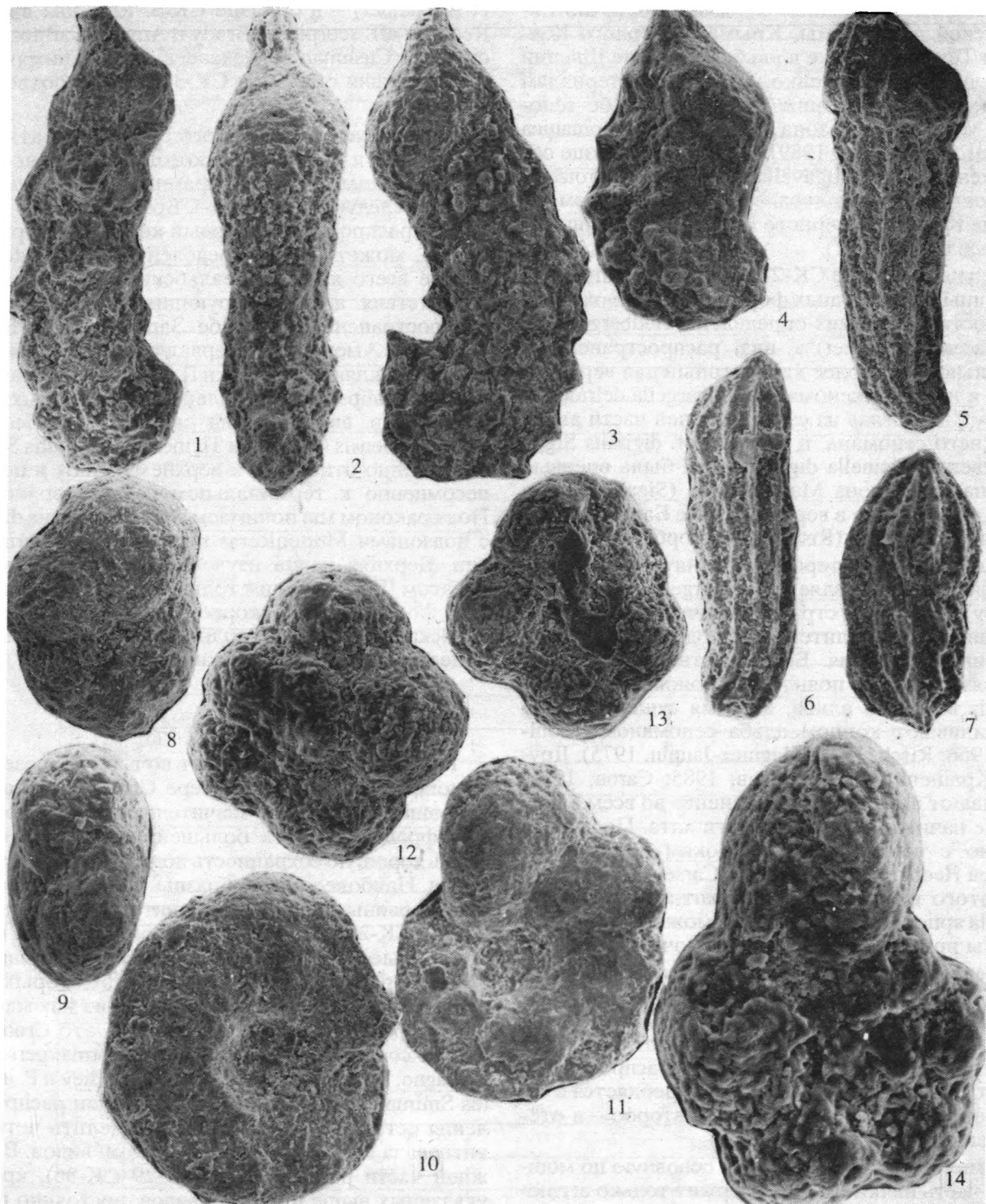
1, 2 – *Lagenammina distributa* Mjatljuk: 1 – экз. № 266/1, с периферического края,  $\times 100$ ; 2 – экз. № 266/2, с боковой стороны,  $\times 47$ . 3, 4 – *Reophax deckeri* Tappan: 3 – экз. № 266/3,  $\times 100$ , 4 – экз. № 266/4, с боковой стороны,  $\times 50$ . 5, 6 – *Ammobaculites goodlandensis* Cushman et Alexander: 5 – экз. № 266/69,  $\times 150$ ; 6 – экз. № 266/18, с боковой стороны,  $\times 100$ . 7–9 – *Ammobaculites subcretaceus* Cushman et Alexander: 7 – экз. № 266/62; с боковой стороны,  $\times 100$ ; 8 – экз. № 266/5, с периферического края;  $\times 100$ ; 9 – экз. № 266/66, с боковой стороны;  $\times 100$ . 10, 11 – *Gaudryina filiformis* Berthelin: 10 – экз. № 266/60;  $\times 100$ ; 11 – экз. № 266/61;  $\times 100$ . 12, 13 – *Textularia charmani* Lalicker: 12 – экз. № 266/14; с боковой стороны,  $\times 100$ ; 13 – экз. № 266/16, со стороны устья,  $\times 100$ .



**Таблица II.** Фораминиферы парамоновской свиты разреза Спас-Каменка (Подмосковье).

1 – *Harporhargmoides* cf. *rosaceus* Subbotina: экз. № 266/8, с боковой стороны,  $\times 100$ . 2, 3, 5 – *Trochammina kugitangensis* N. Вукова: 2 – экз. № 266/56, со спиральной стороны,  $\times 100$ ; 3 – экз. № 266/7, с пупочной стороны,  $\times 100$ ; 5 – экз. № 266/72, со спиральной стороны,  $\times 100$ . 4, 8 – *Trochammina umiatensis* Tarpan: 4 – экз. № 266/71,  $\times 100$ ; 8 – экз. № 266/57, со спиральной стороны,  $\times 100$ . 6, 7 – *Trochammina* aff. *umiatensis* Tarpan: 6 – экз. № 266/55, со спиральной стороны,  $\times 100$ ; 7 – экз. № 266/70, с пупочной стороны,  $\times 100$ , 9 – *Nodosaria paupercula* Reuss: экз. № 266/10,  $\times 100$ . 10 – *Nodosaria doliiformis* Eichenberg: экз. № 266/12,  $\times 120$ , 11, 12 – *Marginulina pseudolinearis* Jannin: 11 – экз. № 266/34,  $\times 53$ ; 12 – экз. № 266/37,  $\times 100$ .





**Таблица III.** Фораминиферы парамоновской свиты разреза Спас-Каменка (Подмосковье).

1–4 – *Marginulinopsis* ex gr. *gracillissima* (Reuss); 1 – экз. № 266/25, с боковой стороны,  $\times 100$ ; 2 – экз. № 266/33, с периферического края,  $\times 100$ ; 3 – экз. № 266/24, с боковой стороны,  $\times 100$ ; 4 – экз. № 266/39, молодая раковина с боковой стороны,  $\times 100$ . 5, 6 – *Marginulinopsis acuticostata* Reuss: 5 – экз. № 266/27, с боковой стороны,  $\times 100$ ; 6 – экз. № 266/40, с боковой стороны,  $\times 100$ . 7 – *Marginulina jonesi* (Reuss); экз. № 266/296 с боковой стороны;  $\times 100$ . 8, 9 – *Lingulogavelinella* cf. *stellata* Bukalova: 8 – экз. № 266/44; со спиральной стороны,  $\times 120$ ; 9 – экз. № 266/46, с периферического края,  $\times 120$ . 10, 11 – *Gavelinella cenomanica* (Brotzen): 10 – экз. № 266/20;  $\times 100$ ; 11 – экз. № 266/17, с пупочной стороны,  $\times 100$ . 12, 13 – *Hedbergella delrioensis* (Carsey): 12 – экз. № 266/49, со спиральной стороны,  $\times 150$ ; 13 – экз. № 266/53, с пупочной стороны, раковина сломана,  $\times 150$ . 14 – *Ticinella* cf. *digitalis* Sigal: экз. № 266/54, со спиральной стороны,  $\times 330$ .

распространен в нижнем сеномане Восточно-Европейской платформы, Крыма, Северного Кавказа и Техаса, а также в альбе-сеномане Швеции (Brotzen, 1945; Василенко, 1961). По материалам глубоководного бурения в верхнем альбе-сеномане установлена зона *Gavelinella senomanica* (Riegraf, Luterbacher, 1989). В этом же образце обнаружена и *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), распространенная в верхнем альбе и нижнем сеномане Крыма, Северного Кавказа и Мангышлака (Василенко, 1961).

Только в образце СК-27 встречаются единичные раковины планктонных фораминифер плохой сохранности. Среди них определены *Hedbergella infracretacea* (Glaessner) – вид, распространенный глобально и наиболее характерный для верхнего альба и нижнего сеномана; *Hedbergella delrioensis* (Carsey), известная из самой верхней части альба и нижнего сеномана, и *Ticinella cf. digitalis* Sigal. Собственно *Ticinella digitalis* Sigal была впервые описана из вракона Мадагаскара (Sigal, 1966), а затем обнаружена в верхнем альбе Баварии и Северной Атлантики (Risch, 1971; Горбачик, 1980).

Наибольший интерес из планктонных фораминифер представляет *Hedbergella delrioensis* (Carsey). По поводу стратиграфического диапазона данного вида в литературе содержатся противоречивые сведения. Большинство исследователей связывают его появление с зоной *Rotalipora ticinensis* верхнего альба, а время существования ограничивают концом альба-сеноманом (Moulade, 1966; Risch, 1971; Magniez-Jannin, 1975). Другие (Крашенинников, Басов, 1985; Caron, 1985) указывают на его распространение во всем альбе и даже начиная с верхней части апта. Последнее связано с неоправданно широким пониманием объема *Hedbergella delrioensis* (Carsey), когда в состав этого вида включаются апт-альбские *Hedbergella artica* (Agalagova), и, возможно, другие виды. Мы придерживаемся первой точки зрения.

Следует также заметить, что *Hedbergella delrioensis* (Carsey), возможно является старшим синонимом *Hedbergella caspia* (Vassilenko). Эти два вида очень сходны морфологически, имеют один и тот же стратиграфический диапазон распространения, но первое название чаще употребляется в западноевропейской литературе, а второе – в отечественной.

Комплекс III характеризует основную по мощности часть пачки III. Он содержит только агглютинирующие виды фораминифер, среди которых присутствуют все виды комплекса II за исключением *Dorothia levis* Jannin, *Textularia chapmani* Lalickei и *Narphragmoides cf. rosaceus* Subbotina. В самой верхней части пачки III (янт. 6.4–8.4 м от подошвы, обр. СК-1–СК-4) происходит резкое обеднение комплекса. Последнее появление *Gaudryina filiformis* (Berthelin) отмечено в образце СК-6, еще трех видов (*Ammobaculites cuyleri* Tappan, *A. variabilis* Tappan, *A. goodlandensis* Cushman

et Alexander) – в образце СК-5. Еще два вида – *Reophax aff. scoriurus* Brady и *Ammobaculites subcretaceus* Cushman et Alexander – не поднимаются выше уровня образцов СК-3 и СК-2 соответственно.

Анализ систематического состава, стратиграфического и географического распространения установленных видов фораминифер позволяет сделать следующие выводы. Возраст первой пачки, где распространен первый комплекс фораминифер, может быть определен как альбский и скорее всего как позднеальбский, на основании присутствия агглютинирующих форм, широко распространенных в альбе Западной Европы и Северной Америки. Интервал с комплексом II, а точнее нижняя часть пачки II, содержащая наиболее разнообразный комплекс секреторных фораминифер, включающий планктонные *Hedbergella delrioensis* (Carsey) и *Ticinella cf. digitalis* Sigal, несомненно относится к верхнему альбу и почти несомненно к терминальному альбу (вракону). Под враконом мы понимаем зону *Stoliczkaia dispar* с подзонами *Mortoniceras rostratum* и *M. perinflatum*. Верхняя пачка изученного разреза с комплексом III, состоящим только из агглютинирующих фораминифер, скорее всего, также верхнеальбская, но нельзя полностью исключить ее более молодой (сеноманский) возраст.

## РАДИОЛЯРИИ

Радиолярии присутствуют во всем разрезе парамоновской свиты в карьере Спас-Каменка, их раковины составляют значительную часть песчаной фракции, но по большей части имеют не очень хорошую сохранность под влиянием растворения. Наиболее разнообразны и лучше сохранены раковины радиолярий в интервале образцов СК-22–СК-28, т.е. там же, где обнаружены секреторные фораминиферы. Всего установлено 12 форм радиолярий, большая часть которых определена до вида (табл. 1). Четыре из них массовые и проходят через весь разрез – это *Stromyodruppa concentrica* Lipman, *Orbiculiforma persenex* Pessagno, *Porodiscus kavilkinensis* Kh. Aliev и *P. inflatus* Smirnova et Kh. Aliev. На основании распределения остальных форм можно выделить четыре интервала с характерными наборами видов. В нижней части разреза (обр. СК-29–СК-36), кроме указанных выше фоновых видов, постоянно присутствуют *Holocryptacanium cf. barbui* Dumitrica, редкие *Spongopyle* sp., *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Kh. Aliev), *Pentinastrum* sp. и *Dictyomitra ferosia angusta* Smirnova. Выше (обр. СК-20–СК-28) к ним добавляются *Histiastrum latum* Lipman и более редкие *Crucella* sp. 1 и *Crucella* sp. 2. В образце СК-19 радиолярии отсутствуют.

В нижней части пачки III (обр. СК-8–СК-18) не найдены *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Kh. Aliev),



*Pentinastrum* sp., а также род *Crucella*, но продолжают встречаться *Holocryptacanium* cf. *barbui* Dumitrica и *Histiastrum latum* Lipman. Дальнейшее обеднение комплекса радиолярий за счет исчезновения двух последних видов фиксируется в верхней части пачки III (обр. СК-1–СК-7).

Вместе с тем, несмотря на некоторые отличия, комплекс радиолярий парамоновской свиты можно рассматривать как единый. Очень близкий комплекс радиолярий был описан из более восточной части области распространения парамоновской свиты (Владимирский и Кольчугинский районы Владимирской области – Алиев, Смирнова, 1969). Весьма сходная ассоциация радиолярий была выявлена в верхнем альбе Поволжья. По сравнению с Поволжьем и Владимирской областью в разрезе Спас-Каменка редки характерные для альба *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Kh. Aliev), но присутствуют поздне меловые *Histiastrum latum* Lipman и *Orbiculiforma persenex* Pesagno.

Корреляционный потенциал данного комплекса невелик, так как он состоит в основном из форм эндемичных, либо широкого стратиграфического распространения. Наибольший интерес представляет *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Kh. Aliev). Этот вид встречен в опорном разрезе меловых отложений на р. Найбе, Южный Сахалин (Казинцова, 1987). Здесь во II пачке найбинской свиты установлен комплекс с *Crolanium cuneatum*. Л.И. Казинцова (1987) указывает на присутствие в нем кроме альбских, также ряда сеноманских форм. По иноцерамам эта пачка найбинской свиты отнесена к верхней части слоев с *Inoceramus dunveganensis aiensis*, которые считаются верхнеальбскими. Выше лежащая III пачка найбинской свиты имеет сеноманский возраст (зона *Inoceramus gippsi*). Кроме того, *Crolanium cuneatum* (Smirnova et Kh. Aliev) указывается в слоях с *Crolanium pythiae*–*Thanarla conica* (апт–средний альб) Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа и в слоях с *Crolanium pythiae* (баррем–апт) Корякского нагорья и Сахалина (Вишневская, 1991).

Данные по радиоляриям подтверждают нижнемеловой, скорее всего позднеальбский возраст парамоновской свиты. Комплекс радиолярий имеет неритический облик: бедный таксономический состав, преобладание дискоидных морфотипов, резкое доминирование нескольких видов из родов *Rorodiscus*, *Orbiculiforma*, *Cromyodruppa*. Это вполне типично для радиоляриевых ассоциаций крайних и внутренних морей нормальной солености.

## ОСТРАКОДЫ

В образце СК-27 наряду с планктонными и бентосными фораминиферами обнаружены около 20 раковин и отдельных створок остракод

плохой сохранности. Они были просмотрены Ю.Н. Андреевым, которому удалось определить *Rehacythereis* sp., *Protocytherinae* gen. et sp. indet., *Cytherella* sp., *Schuleridea* sp. indet., *Amphicytherina* sp., *Centrocythere* (?) sp., *Quasihermanites* sp. По мнению Ю.Н. Андреева набор родов данного комплекса типичен для нижней части мела, а точнее аптальба Западной Европы.

## СПОРЫ И ПЫЛЬЦА

Палинологическая характеристика в разрезе Спас-Каменка получена для пачек II и III. В глинах пачки I палинофоссилии исключительно редки.

Палиноспектры парамоновской свиты содержат разнообразную пыльцу древних покрытосеменных растений при незначительной роли хвойных. Содержание пыльцы покрытосеменных колеблется от 4 до 28%, причем меньше всего (4–5%) ее обнаружено в нижней части пачки III, тогда как даже в подошве пачки II она составляет 24% палиноспектра.

Все палиноспектры можно объединить в два палинокомплекса, различающихся в основном составом пыльцы покрытосеменных растений (рис. 2).

*Палинокомплекс I.* В этот палинокомплекс включены спектры из пачки II и основания пачки III (обр. СК-18, СК-24, СК-31). Он характеризуется небольшим содержанием палинофоссилий в образцах, поэтому подсчет спектров проводился до 50 экземпляров, что определяет недостаточно высокую надежность приведенных ниже цифр, отражающих соотношение различных систематических групп.

В спектрах данного палинокомплекса преобладают споры папоротников, среди которых доминируют глейхениевые, составляющие 38–62% от общего числа подсчитанных пыльцевых зерен и спор. Из них характерны для альбских отложений *Ornamentifera echinata* Bolch., *O. granulata* (Grig.) Bolch., *O. tuberculata* Bolch., *Gleicheniidites radiatus* Bolch. и *G. bolchovitinae* Dor. Наиболее многочисленны широко распространенные виды *Gleicheniidites senonicus* Ross, *G. laetus* Bolch., *G. umbonatus* Bolch., *G. apilobatus* Bren. Реже и в меньших количествах встречаются *Plicifera delicata* Bolch. и *Clavifera triplex* Bolch. Большинство спор глейхениевых характеризуются мелкими размерами и угнетенным обликом. Спор схизейных мало (1–4%) и они представлены фрагментарными оболочками, которые не могут быть точно идентифицированы. Тем не менее зафиксировано присутствие родов *Cicatricosisporites*, *Appendicisporites* и *Schizaeosporites*. Среди прочих спор в спектрах встречены единичные экземпляры *Sphagnumsporites* sp., *Foveosporites canalis* Balme, *Syathidites minor* Coup. и др.

Немногочисленная пыльца голосеменных растений представлена *Monosulcites* sp., *Glyptostrobus* sp., *Sequoia* sp., *Taxodiaceapollenites hiatus* (Pot.) Kemp., *Cupressaceae*, *Sciadopitispollenites* sp., а также двухмешковыми хвойными *Pinuspollenites* и *Podocarpidites*.

Содержание пыльцы древних покрытосеменных в спектрах колеблется от 4 до 24%. Среди этой пыльцы присутствуют однобороздные зерна *Clavatipollenites hughesii* (Coup.) Kemp., *C. rotundus* Kemp., *Liliacidites peroreticulatus* (Bran.) Singh, которые описаны из баррема-нижнего апта Южной Англии (Couper, 1958), Венгрии (Juhasz, 1983), Украины (Воронова, 1991) и других районов.

Довольно разнообразна трехбороздная пыльца, которая обычно появляется в позднем апте: *Tricolpites sagax* Nor., *T. giganteus* Jard. et Magl., *T. sp. A.*, *Retitricolpites vulgaris* Pierce, *R. sp. A.* Своеобразная пыльца *Asteropollis asteroides* Hedl. et Nor. известна, начиная с нижнего и среднего альба. Наконец, особенно важно отметить в данном палинокомплексе такие таксоны пыльцы, которые распространены, начиная с верхнего альба в Англии и Северной Америке: *Cretaceaiporites polygonalis* (Jard. et Magl.) Hern., *Striatopollis sarstedtensis* Krutzsch, *Nyssapollenites* sp.

**Палинокомплекс II.** Верхняя часть пачки III охарактеризована иным палинокомплексом, в состав которого включены 6 палиноспектров (СК-2, СК-5, СК-9, СК-10, СК-11 и СК-12). Таксономическое разнообразие данного палинокомплекса существенно выше, чем у более древнего палинокомплекса I, вероятно, из-за большей насыщенности пород пылью.

В этом палинокомплексе продолжают доминировать споры глейхениевых (35–63%), среди которых наряду с таксонами, переходящими из палинокомплекса I, появляются *Ornamentifera baculata* Singh, *O. conspicienda* Bolch., *Gleicheniidites minor* Dör., *G. carinatus* Bolch., *G. delcourti* Dör., *G. sarpicus* Juhasz. Спор схизейных несколько больше (2–7%), а состав их разнообразнее, чем в палинокомплексе I. Среди них присутствуют как широко распространенные виды, так и формы в основном встречающиеся в альбе и сеномане. К первым относятся *Cicatricosisporites minutaestratus* (Bolch.) Poc., *C. pseudoauriferus* Bolch., *C. australiensis* Coup., а ко вторым – *C. perforatus* (Bar., Nem. et Kondr.) Singh, *Appendicisporites matesovae* (Bolch.) Vor., *A. insignis* (Mark.) Chl., *Corniculatisporites* sp. Реже в спектрах попадаются и другие споры широкого стратиграфического диапазона: *Sphagnumsporites* spp., *Foveosporites canalis* Balme, *Densoisporites velatus* Weyl. et Krieg., *Laevigatosporites ovatus* Weyl. et Webst., *Syathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *Matonisporites* sp., *Leptolepidites verrucatus* Coup. и др. Немногочисленны характерные для альб-сеноманских отложений

*Coronatispora valdensis* (Coup.) Dett., *Rouseisporites reticulatus* Poc., *Murospora florida* Vor., *Polyodisporites* cf. *cenomanicus* Singh.

Обращает на себя внимание присутствие в палинокомплексе II спор плауновидных *Selaginella tenuispinulosa* Krasn., *S. diuturna* Bolch., *S. gigantea* Krasn. Эти виды были описаны Л.Н. Красновой (1961) из сеномана и сенона Западной Сибири, а затем два из них (*S. tenuispinulosa* и *S. diuturna*) были обнаружены в сеномане и коньяке Азербайджана (Смирнова, Алиев, 1984).

Пыльца голосеменных в большинстве спектров этого палинокомплекса содержится в незначительном количестве (1–3%) и лишь в палиноспектре образца СК-11 ее количество возрастает до 20% за счет двухмешковой пыльцы, относящейся в основном к родам *Cedripites* и *Podocarpidites*. Пыльца голосеменных обогащается по сравнению с палинокомплексом I такими видами, как *Ephedripites* spp., *Sequoiapollenites pusillus* Singh, *Phyllocladidites* sp., *Perinopollenites elatoides* Coup., *Exesipollenites* sp., *Colliasporites trilobatus* (Balme) Dev. и др.

Общее содержание пыльцы покрытосеменных колеблется от 7 до 28%, при этом многие виды встречаются в значительных количествах (до 5–7%). Наряду с видами, присутствующими в палинокомплексе I, обращают на себя внимание многие формы, характерные для верхнего альба-сеномана Европы, Северной Америки и Атлантики. К последним относятся *Perucipollenites minutus* Pacl., *Triporopollenites triangulus* Groot et Penny, *Striatopollis sarstedtensis* Kr., *Cretaceaiporites polygonalis* (Jard. et Magl.) Herngreen, *C. scabratus* Herngreen, *Tricolporopollenites* sp., *Nyssapollenites* sp., *Proaxopertites* sp., *Tetracolpites* sp. Они известны в различных сочетаниях в верхнем альбе-среднем сеномане Южной Англии и Северной Франции (Laing, 1975), в альбе и сеномане Бразилии (Herngreen, 1973), альбско-нижнесеноманских осадках Северо-Восточной Атлантики (Kotova, 1978), в среднем и верхнем альбе Канады (Singh, 1971).

Наконец, присутствующий в образце СК-9 *Psilatricolporites complanatus* Laing первоначально был описан из нижнего и среднего сеномана Франции (деп. Сарта–Laing, 1975).

## БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ СИНТЕЗ

Среди изученных из парамоновских глинистых групп ископаемых только фораминиферы, а также споры и пыльца позволяют уточнить возраст данной свиты.

Пачка I на основании ее стратиграфического положения, характерных комплексов агглютинирующих фораминифер и палинофоссилий может рассматриваться как верхнеальбская. Перекрывающая ее с размывом пачка II содержит *Hedbergella*

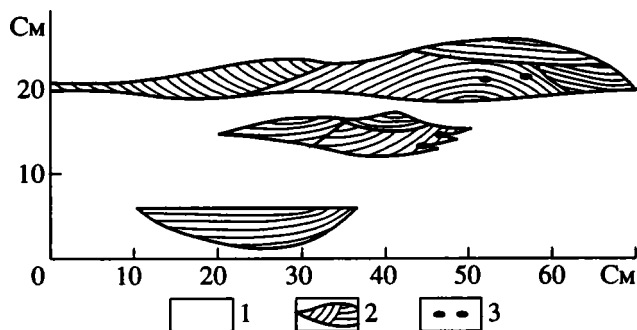


Рис. 3. Темпеститы – линзы косослоистых алевролитов в толще глин парамоновской свиты.

1 – глина; 2 – алевролит; 3 – округленные гравийного размера обломки глин.

*delrioensis* (Carsey). Этот вид планктонных фораминифер, если понимать его объем в узком смысле (см. выше), известен начиная с зоны *Rotalipora tiscinensis*, которая примерно соответствует терминальному альбу или вракону (зона *Stoliczkaia dispar*). Спорово-пыльцевые данные не противоречат такой датировке пачки II, поскольку палинокомплекс I типично верхнеальбский. О возрасте пачки III трудно сделать надежное заключение, так как в ней доминирует комплекс верхнеальбских агглютинирующих фораминифер, а крайне редкие находки известковых форм не информативны. Однако палинокомплекс II, приуроченный к верхней части пачки III, содержит ряд сеноманских и более молодых элементов (*Psilaticolporites complanatus* Laing и виды рода *Selaginella*). Поэтому не исключен сеноманский возраст по крайней мере верхней части пачки III.

К сожалению, граница альба и сеномана принадлежит к числу наиболее сложных, так как смена комплексов весьма постепенна в таких ведущих стратиграфических группах как аммоноидеи, планктонные фораминиферы и известковый нанопланктон. Многие типичные для сеномана таксоны появляются уже во враконе. Обедненные комплексы терминального альба и нижнего сеномана, подобные парамоновским, могут быть настолько сходными, что их удовлетворительное разграничение оказывается невозможным.

### ЛИТОЛОГО-БИОФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Парамоновская свита в разрезе Спас-Каменка сложена алевритовыми глинами, которые содержат небольшое количество терригенного материала мелкопесчаной размерности (табл. 2). Максимальные содержания последнего установлены в пачке III. Кроме того, почти во всех образцах присутствует глауконит, чаще всего в виде мелких

(<0.1 мм) светло-зеленой окраски остроугольных зерен скорее всего обломочного генезиса за счет переотложения из обогащенных глауконитом песчаных толщ среднего альба. Почковидные образования сингенетичного глауконита встречены лишь в базальной части пачки II, где его скопления приурочены к перерыву. Во всех образцах кроме СК-24 значительную роль играют крупные листочки белой и слегка зеленоватой слюды. Бескарбонатные глины парамоновской свиты, насколько это известно, имеют в основном монтмориллонитовый состав и местами содержат цеолиты (Калуцкая, 1986). Повышенная кремнистость глин (содержание  $\text{SiO}_2$  в разрезе Спас-Каменка колеблется в пределах 60–63.5% – Бизяева, Принц, 1974) объясняется заметной примесью терригенного алевритового кварца, опаловых раковин радиолярий и спикул губок.

Алеврито-глинистые осадки подобного типа характерны для холодноводных шельфов с резко сниженной карбонатной продукцией и повышенной ролью организмов с кремнистым скелетом.

Как отмечалось выше, для пачки III характерны маломощные (до 10 см) линзовидные прослои косослоистых алевритов (рис. 3). Наиболее выдержанный из таких прослоев располагается в подошве этой пачки (обр. СК-19) и представляет собой хорошо отмытый от глинистой фракции алеврит, обогащенный зернами кварца мелкопесчаной размерности, глауконитом и слюдой, но за исключением мелких фрагментов спикул губок не содержит других микрофоссилий. Вероятно, легкие скелеты радиолярий были вымыты из осадка сильным течением. Определенное сходство в строении пачки III отмечается с осадками, формирующимися в морских бассейнах под влиянием штормов, т.е. с темпеститами. На это указывают, в частности, специфические особенности слоистости алевритовых линз. Штормовые события генерировали в придонных слоях довольно сильные, но неустойчивые разнонаправленные течения, приводившие к намыванию более грубой фракции осадков с тончайшее косою слоистостью.

Появление темпеститов в осадках пачки III указывает на снижение глубины морского бассейна в это время. Известно, что генерируемые штормами течения в океане не проникают глубже 90–100 м, но обычно ограничены еще меньшими глубинами. В обширных эпиконтинентальных бассейнах, подобных Центральнорусскому позднеальбскому морю, максимальная глубина проникновения штормов должна была быть около 40–50 м. Следовательно, во время формирования осадков пачек I и II глубина бассейна могла достигать даже 100 м.

В глинах парамоновской свиты присутствует аутигенный пирит в виде округлых, часто глобулярных стяжений и палочек диаметром до 1–2 мм.

Таблица 2. Распределение микрофоссилий и некоторых минеральных компонентов в парамоновской свите разреза Спас-Каменка

Компоненты	Номера образцов																																						
	СК-36	СК-35	СК-34	СК-33	СК-32	СК-31	СК-30	СК-29	СК-28	СК-27	СК-26	СК-25	СК-24	СК-23	СК-22	СК-21	СК-20	СК-19	СК-18	СК-17	СК-16	СК-15	СК-14	СК-13	СК-12	СК-11	СК-10	СК-9	СК-8	СК-7	СК-6	СК-5	СК-4	СК-3	СК-2	СК-1			
1. Зерна кварца мелкопесчаной размерности	м	р	-	-	р	-	-	-	-	м	-	-	р	р	н	-	р	о	м	р	р	н	н	м	р	н	н	м	р	м	р	р	р	р	-	-	н	-	
2. Глауконит	н	м	м	о	о	о	м	-	-	м	н	н	н	н	р	м	р	м	о	м	м	м	м	м	н	м	м	м	м	н	м	н	м	н	н	н	н	н	
3. Слюда	м	о	м	м	н	м	о	о	м	н	р	р	-	н	н	н	н	о	м	м	н	м	м	м	н	н	н	н	н	н	н	н	р	м	м	н	м		
4. Пиритовые палочки	-	-	н	р	-	н	м	-	м	-	р	м	н	м	н	-	-	р	н	-	-	н	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
5. Пиритовые комочки	е	н	-	м	р	-	-	-	м	-	р	р	-	-	-	р	н	м	р	н	м	-	м	н	е	-	-	-	-	-	е	-	м	-	-	е	-	-	
6. Фораминиферы агглютинирующие	р	-	н	р	р	р	н	н	н	м	о	м	м	м	м	м	м	-	м	н	м	-	р	н	м	н	е	р	н	н	р	р	р	е	р	н	-		
7. Фораминиферы секретионные	-	-	-	-	-	-	-	-	р	н	р	е	-	-	-	-	-	-	-	р	-	-	-	-	-	е	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
8. Радиолярии	о	о	о	о	о	н	н	н	о	о	о	о	о	о	о	о	о	-	м	о	м	р	о	о	м	н	н	о	о	н	н	н	н	о	м	о	м		
9. Спикюлы губок	р	н	н	н	е	-	-	-	р	-	-	-	-	-	-	-	-	м	н	н	н	н	н	р	р	р	-	-	-	е	-	-	-	-	-	р	е		
10. Сколекоднты	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	е	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
11. Призмы иноцерамидных пелеципод	-	-	-	-	-	-	-	-	-	м	-	-	-	-	-	-	-	-	-	е	е	н	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
12. Ювенильные пелециподы	-	-	-	-	-	-	-	-	-	е	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13. Остракоды	-	-	-	-	-	-	-	-	-	р	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	е	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14. Иглы морских ежей	-	-	-	-	-	-	-	-	е	р	-	н	-	-	-	-	-	-	-	е	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15. Кости и чешуя рыб	е	м	р	р	-	е	-	р	р	е	е	р	-	-	е	е	е	-	-	е	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	р	-	-	-	-	-	-	-	-
16. Брахиоподы-лингюлиды	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	е	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17. Пиритовые ядра диатомей	-	-	-	р	р	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	е	е	р	-	-	е	е	-	-	-	-	-	-	-	-	е	-	-	е	
18. Оболочки Leiosphaeridae	е	н	н	-	-	н	н	н	м	м	р	о	м	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19. Обугленный растительный детрит	н	м	м	м	р	м	м	о	н	р	р	н	р	н	р	н	-	-	м	м	м	н	н	м	м	м	м	р	м	н	н	н	н	н	м	н	м	р	
Пачки	I				II												III																						

Условные обозначения: о – очень много, м – много, н – немного, р – редко, е – единично.

В верхней части пачки III количество пирита заметно сокращается, что может отражать первичные особенности распределения этого минерала, но могло быть вызвано его окислением под влиянием выветривания. Пирит указывает на анаэробную и дизаэробную среду в осадках на стадии раннего диагенеза. Редуцированный характер осадков подтверждает и широкое развитие в породах нижней пачки следов жизнедеятельности Chondrites – индикаторов такой обстановки (Bromley, Ekdale, 1984).

Макрофауна в глинах парамоновской свиты в разрезе Спас-Каменка не обнаружена. Вероятно, ее отсутствие связано в основном с дефицитом кислорода в придонных водах бассейна и преобладанием илистых нестабильных субстратов.

Вместе с тем, эпизодически существование донных макробеспозвоночных становилось возможным, на что указывают редкие находки сколеодонтов (обр. СК-10), призм раковин иноцерамидных двусторчатых моллюсков и их ювенильных раковин, похожих на *Aucellina* (обр. СК-17, СК-27), игл морских ежей (обр. СК-17, СК-25, СК-27, СК-28) и фрагментов раковин беззамковых лингулидных брахиопод (обр. СК-17). Особо следует подчеркнуть обычное нахождение в породах часто пиритизированных спикул четырехлучевых кремневых губок. Последние редки в пачке II и в верхней части пачки III. Спикулы весьма сильно фрагментированы и, вероятно, транспортировались из прибрежных частей бассейна. Из других групп можно отметить находки раковин остракод (обр. СК-17 и СК-27).

В состав бентосного населения в качестве существенного компонента входили агглютинирующие фораминиферы. Их сравнительно бедные в таксономическом отношении комплексы распространены по всему разрезу парамоновской свиты. На нескольких уровнях встречаются и секретионные фораминиферы. Недостаточно ясно, отражает ли интервал постоянной встречаемости секреторионных фораминифер в нижней части пачки II эпизод установления благоприятных условий для существования этих организмов, или это эффект сохранности.

Как отмечалось выше, раковины секреторионных фораминифер и остракод имеют плохую сохранность, растворены и перекристаллизованы. Корродированы и кремневые скелеты радиолярий. Поэтому не исключено, что в остальной части разреза немногочисленные известковые скелеты были полностью растворены еще на дне бассейна, либо на стадии диагенеза или позднее, при вторичном окислении пирита. Обоснованность последнего предположения подтверждают спорадические находки раковин секреторионных фораминифер и выше по разрезу.

Планктон был представлен прежде всего радиоляриями, которые присутствуют во всех образцах за исключением СК-19. Раковины радиолярий нередко доминируют в отмытом остатке. Их численность во фракции >0.1 мм колеблется в широких пределах от 12 до 1397 экз/г, причем довольно закономерно. Можно отметить, однако, что максимальное содержание раковин радиолярий установлено в глинах пачки I, где оно не опускается ниже 450 экз/г и достигает абсолютного максимума 1397 экз/г в образце СК-33. В пачке II численность радиолярий варьирует от 61 до 819 экз/г, хотя сохранность их раковин здесь особенно хорошая. Минимальные значения этого показателя зафиксированы в нижней части пачки III (обр. СК-11–СК-17) – 18–83 экз/г, но они снова возрастают до 467 экз/г у кровли разреза (обр. СК-2).

Как было указано выше, и таксономический состав, и морфология раковин радиолярий свидетельствуют о неритовом характере морского бассейна, который все же должен был быть достаточно глубоким и открытым, чтобы было возможно существование радиолярий.

Планктонные фораминиферы приурочены лишь к одному уровню (обр. СК-27), где они имеют резко подчиненное значение, составляя не более нескольких процентов всего комплекса. Присутствие планктонных фораминифер подтверждает сравнительную глубоководность подмосковной части Центральнорусского бассейна. Нельзя не отметить, что еще одним стратиграфическим интервалом мезозоя, где в Подмосковья обнаружены планктонные фораминиферы, является нижний оксфорд.

По всей видимости, заметную роль как продуценты в бассейне играли диатомовые водоросли, редкие пиритизированные ядра панцирей которых встречаются на ряде уровней по всему разрезу. В пачке I и большей по мощности нижней части пачки II нередко крупные органические обломки – цисты пелагических водорослей *Leiosphaeridia*, характерные для осадков, формировавшихся в аноксической обстановке (Leckie et al., 1992). В то же время цисты динофлагеллат, как показывает исследование спорово-пыльцевых препаратов, немногочисленны.

Толща воды была населена рыбами, чьи чешуи и кости постоянно, но в небольших количествах присутствуют в глинах пачек I и II. Наконец, характерной особенностью парамоновской свиты следует считать присутствие значительного количества мелкого обугленного растительного детрита, поступавшего с окружающей суши.

Подводя итог можно утверждать, что Центральнорусской позднеальбский морской бассейн имел нормальную соленость и довольно значительную глубину (40–100 м), которая, однако, постепенно снижалась. Концентрация кислорода в



придонных водах была заметно понижена, а донное население сильно обеднено.

Палеогеография времени накопления глин парамоновской свиты подробно еще не описана. Самые общие сведения об альбском этапе развития Русской платформы можно найти в работах И.Г. Сазоновой (1958), Т.Л. Дервиз (1959), П.А. Герасимова и др. (1962), И.Г. Сазоновой и Н.Т. Сазонова (1967). Особое внимание палеогеографии позднего альба уделил Е.Ю. Барабошкин (1991), но результаты его исследований пока не опубликованы.

Общая площадь, которая была занята на Русской плите сравнительно глубоководными глинистыми осадками с радиоляриями, весьма обширна, но ныне в результате последующей эрозии сохранились лишь отдельные островки. Наиболее крупный из них находится к северу и востоку от Москвы, именно здесь расположен типовой район парамоновской свиты. Область развития парамоновской свиты протягивается далее на восток и северо-восток в Ярославскую и Владимирскую области (Герасимов, 1971, 1988; Олферьев, 1986). В Рязано-Саратовском прогибе верхнеальбские глины с радиоляриями установлены в Путятинском районе Рязанской области (Сазонова, 1958; Сазонова, Сазонов, 1967). В Тамбовской и Пензенской областях глинистая толща, неотличимая по литологическим особенностям и присутствию радиолярий от парамоновской свиты, исключительно широко распространена. Отсюда она протягивается на юго-восток в Ульяновскую, Саратовскую и Самарскую области (Сазонова, Сазонов, 1967; Глазунова, 1988). Нами, по сборам Е.Ю. Барабошкина, в разрезах Вольск и Увек (последний вблизи Саратова) установлен комплекс радиолярий и агглютинирующих фораминифер, неотличимый от парамоновского. Вероятно, сходный по характеру бассейн занимал и значительную часть Прикаспийской впадины. Темные глинистые породы с радиоляриями и (или) агглютинирующими фораминиферами известны в районе Новоузенска, в Индерско-Челкарском районе, междуречья Сагиза и Эмбы и на Южной Эмбе (Сазонова, Сазонов, 1967; Колтыпин и др., 1988; Ромашов, Чертова, 1972).

Изолированные участки, где установлены глины верхнего альба, часто с радиоляриями, встречаются и далеко к западу от Москвы. Прежде всего следует отметить район Брянска, где эти породы подробно были описаны Г.И. Бушинским (1954). Насколько можно судить по кратким описаниям, глинистые толщи верхнего альба развиты также в Калужской и Смоленской областях. Далее к западу, на территории Белоруссии верхнеальбские отложения, по данным В.С. Акимец (1974), сложены толщей мелководных песков и алевроитов, лишенных фораминифер, но содержа-

щих местами *Aucellina gryphaeoides* (Sow.). Однако надежная палеонтологическая основа для выявления возрастных аналогов парамоновской свиты в Белоруссии на данный момент отсутствует.

Центральнорусский морской бассейн в позднем альбе несомненно на юго-востоке был связан с Закаспийским, на юге – Крымско-Кавказским. Не исключено его соединение на западе с Польско-Литовским заливом мелового моря.

Палеогеография северной половины Восточно-Европейской платформы в это время остается недостаточно ясной, поскольку отложения данного возраста здесь уничтожены более поздней эрозией. Однако в южной котловине Баренцева моря недавно была выявлена отнесенная к верхнему альбу–сеноману толща глин с фораминиферами *Vermenilinoidea perplexus* и множеством радиолярий (Василенко, 1992).

### КОЛЕБАНИЯ ГЛУБИНЫ СРЕДНЕМЕЛОВЫХ БАССЕЙНОВ НА СЕВЕРЕ ПОДМОСКОВЬЯ И ЭВСТАТИЧЕСКИЙ РИТМ

Как было показано выше, глины парамоновской свиты на севере Подмосковья накапливались в обширном эпиконтинентальном морском бассейне значительной глубины, которая должна была достигать 90–100 м. Широкое площадное распространение этих глин в центральных областях Русской плиты и в Прикаспии свидетельствует против того, что углубление бассейна было вызвано местным (локальным) прогибанием земной коры. Следовательно, терминальная позднеальбская трансгрессия на Русской плите имела эвстатическую природу. Несмотря на обширность этой трансгрессии и существенное повышение уровня моря, значение данного эвстатического события может быть понято лишь в сравнении с предшествовавшими и последующими колебаниями уровня моря.

Применительно к целям данного исследования достаточно будет рассмотреть временной интервал с аптский по сеноманский век (рис. 4). К сожалению, осадки этого времени почти лишены биостратиграфически значимых фоссилий, что затрудняет точную датировку.

Аптские отложения суммарной мощностью до 30 м в Северном Подмосковье представлены преимущественно песчаной толщей по нашему мнению аллювиального (внизу) и, возможно, дельтового (вверху) генезиса, хотя А.Г. Олферьев (1988) считает весь этот комплекс мелководно-морским. В ее составе выделены три свиты: икшинская, ворохобинская и волгушинская (Олферьев, 1986). По мнению А.Г. Олферьева (1986) первые две свиты принадлежат верхней части нижнего апта. Икшинская свита содержит хорошо известную в

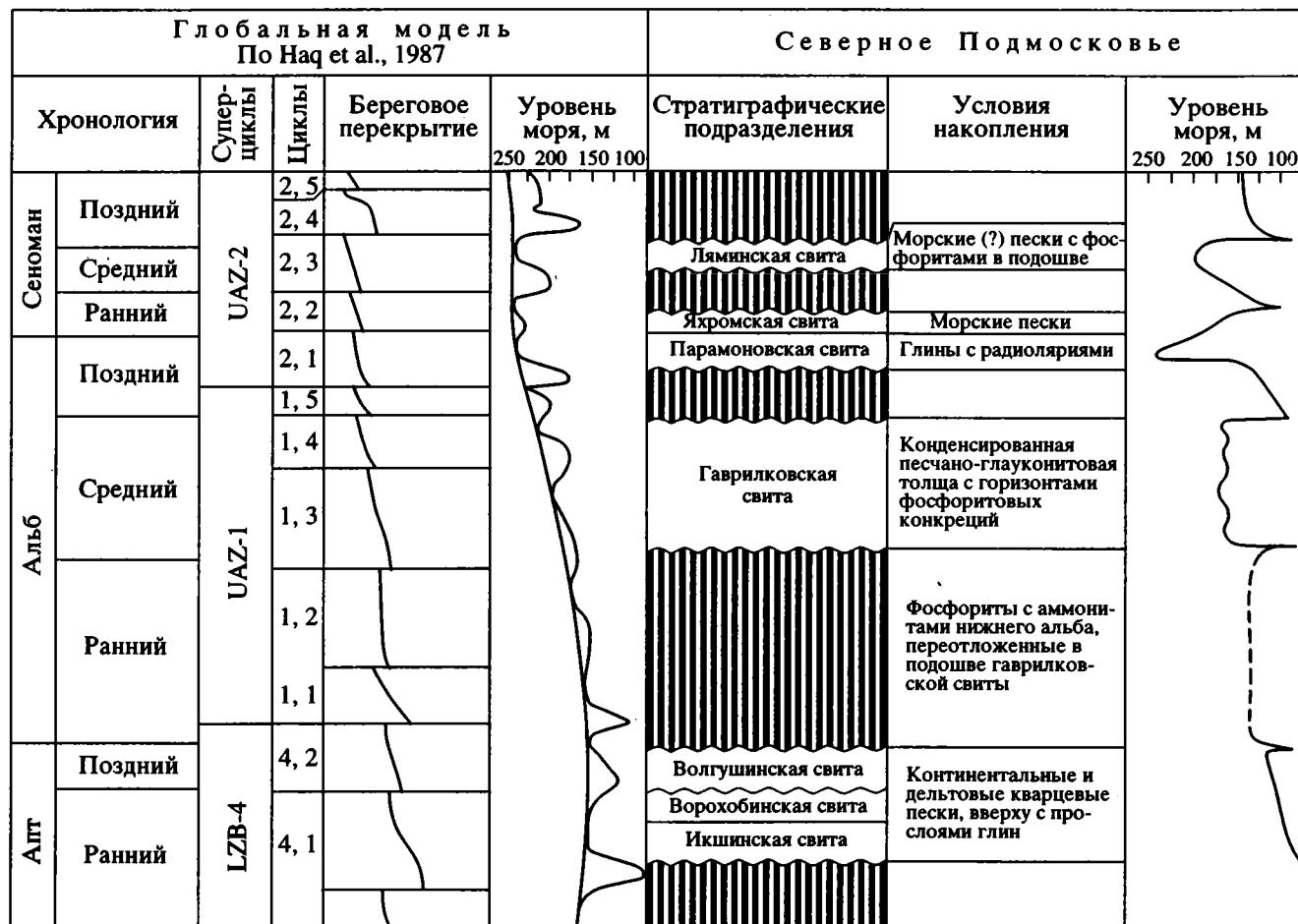


Рис. 4. Эвстатические колебания уровня моря в Северном Подмоскowie на протяжении апта–сеномана.

литературе флору, получившую название “клинской”, “татаровской” или “каровской”. Однако эта флора не позволяет дать точную возрастную привязку. В вороховинской свите на западе Владимирской области известны находки нижеаптского аммонита *Aconeceras trautscholi* (Sinzov) (Олферьев, 1986). Волгушинская свита залегает с разрывом на вороховинской и отнесена к верхнему апту на основании спорово-пыльцевых данных. Несмотря на скудость палеонтологической характеристики данного комплекса осадков, его стратиграфическое положение между барремом и альбом почти не оставляет сомнений в аптском возрасте, а его накопление отвечает началу крупного трансгрессивного цикла, когда из-за повышения базиса эрозии сначала происходило заполнение ранее образовавшихся переуглубленных речных долин, а затем и продвижение прибрежных обстановок в глубь континента по мере расширения морского бассейна. Кровля апта в Северном Подмоскowie расположена на абсолютных отметках, близких к +100 м. Если морские воды и проникали в это время в Подмоскowie из По-

волжья, где располагался открытый морской бассейн, то глубина должна была быть минимальной. Следовательно, отметка +110 м должна фиксировать максимально возможный уровень моря в апте относительно современного. Учитывая глубину заполнившихся речных долин, начальная отметка уровня должна была составлять около +80 м.

Отложения нижнего альба севернее Москвы ныне отсутствуют, так как были смыты во время среднеальбской трансгрессии. Тем не менее следы их сохранились в виде переотложенных фосфоритов с аммонитами нескольких зон нижнего альба в базальных горизонтах гаврилковской свиты (Барабошкин, 1991, 1992). К востоку, на территории Владимирской области, а также в Рязано-Саратовском прогибе (Пензенская область) мелководноморские песчаные толщи нижнего альба с фосфоритами достигают мощности 15–20 м. Это означает, что мелководный морской бассейн действительно существовал к северу от Москвы в раннем альбе и с учетом повышения дна из-за накопления осадков уровень моря должен был составить +125–+130 м.

В среднем альбе после кратковременного, но резкого падения уровня моря он вновь повышается до отметок +150...+160 м, что привело к значительному увеличению площади морского бассейна, который однако сохранял крайнюю мелководность и имел глубины не более 10–20 м. Этому этапу отвечает накопление гаврилковской свиты, сложенной глауконитовыми песками с несколькими горизонтами фосфоритовых конкреций, которые, по-видимому, фиксируют моменты обмеления и перебива ранее накопившихся осадков, поэтому данная свита отличается конденсацией. Кровля гаврилковской свиты расположена на отметках около +140 м, поэтому уровень моря должен был быть не менее +150 м.

На первую половину позднего альба скорее всего приходится перерыв, вслед за которым громадные пространства Русской платформы покрывает относительно глубоководный (40–100 м) холодный морской бассейн, в котором накапливались богатые раковины радиолярий глинистые осадки. Этому эвстатическому событию должно было соответствовать повышение уровня моря до отметок порядка +240 м, т.е. примерно на 80–90 м по сравнению со средним альбом. Это значение получается из средней отметки подошвы парамоновской свиты (+140 м), к которой следует прибавить начальную глубину парамоновского морского бассейна (90–100 м). Сокращение глубины моря во второй половине времени накопления парамоновской свиты до 40–50 м могло быть связано либо с эвстатическим понижением уровня моря, либо с быстрым накоплением глинистых осадков. Какой из этих процессов действительно имел место неясно, но скорее всего они действовали совместно. Кровля парамоновской свиты в районе пос. Богородское (к северо-востоку от Сергиева Посада) колеблется в пределах +175...+177 м. Разница между максимальным уровнем моря (+240 м) и этими отметками, составляющая около 60 м, примерно равна амплитуде снижения уровня моря.

К сеноману (нижнему и среднему) в Северном Подмоскowie отнесена ляминская свита. Она сложена грубо- и среднезернистыми песками, а в ее подошве зафиксирован фосфоритовый горизонт с остатками аммонитов (*Schloenbachia*), двусторчатых моллюсков, беззачемных брахиопод и зубами акул (Милановский, 1926). Свита залегает с размывом на подстилающих подсеноманских песках, выделенных в яхромскую свиту, но очень тесно связанных с парамоновской свитой. Хотя сеноманский возраст ляминской свиты общеприят, на самом деле он не доказан, поскольку фосфоритовые конкреции с сеноманскими окаменелостями могут быть переотложены, а это явление широко распространено в мелу Центральной России (Барабощкин, 1991). Поэтому пески могут быть более молодыми, скажем, туронскими.

Вне зависимости от того, каков возраст ляминской свиты, очевидно, что в сеноманское время в Северном Подмоскowie существовал неглубокий морской бассейн, что и отражено на соответствующей кривой (рис. 4). Этой трансгрессии должно было соответствовать эвстатическое повышение уровня моря до отметок, близких к +200 м.

Туронские отложения, ранее предполагавшиеся в Подмоскowie (Добров, 1932; Данышин, 1947), на самом деле здесь отсутствуют. Хотьковские опоки, судя по богатым комплексам радиолярий, принадлежат к верхнему сантону и нижнему кампану (Брагина, 1994). Однако А.Г. Олферьев (1986) указывает восточнее на территории Ярославской и Владимирской областей в районе г. Переяславля-Залесского толщу мергелей с фораминиферами верхнего турона и коньяка, но эти образования до сих пор остаются не описанными.

Итак, в середине мела терминальная альбская трансгрессия была максимальной как по площади, так и по глубине морского бассейна. Она завершает трансгрессивную стадию цикла, начавшего в аптском веке. В центральных районах Русской платформы с ней можно сравнить только трансгрессии среднего–позднего оксфорда, средневожского времени и позднего сантона–раннего кампана.

Выявленная трансгрессия конца альбского века в Центральной России находится в удовлетворительном согласии с данными по другим регионам. Трансгрессивные эпизоды в среднем и позднем альбе установлены также в ряде районов Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (Найдин и др., 1980).

Важно решить, насколько надежны рассчитанные выше количественные оценки эвстатических колебаний уровня моря, происходивших в середине мелового периода. Во-первых, они исходят из тектонической стабильности Северного Подмоскowie в рассматриваемый промежуток времени, когда поднятия и опускания земной коры вызывались только изостатической реакцией на накопление осадков и уход морских вод во время регрессий. Но абсолютная тектоническая стабильность маловероятна. Представления о крайней стабильности Русской платформы (Sahagian, Holland, 1991) основаны на слабом знании фактического материала и уже подверглись обоснованной критике на примере границы сеномана и турона (Бланк и др., 1992). Как показывает анализ фаций нижнемеловых отложений на всей территории Русской платформы (Сазонова, Сазонов, 1967), в это время существовали и были активны такие ее главные структурные элементы, как Московская синеклиза, Воронежская антеклиза, Рязано-Саратовский прогиб, Окско-Цнинский вал и другие. Эти структуры испытывали разнонаправленные вертикальные движения, что приводило к соответствующим изменениям положения границ фациальных зон. Амплитуды поднятий и

опусканий нам неизвестны. Применительно к Подмосковию можно, например, указать, что верхнеюрские отложения в области Клинско-Дмитровской гряды залегают сейчас значительно ниже. (на 50–60 м), чем на юге Москвы в районе Теплостанской возвышенности. В то же время на севере верхневолжские и берриасские отложения почти повсеместно отсутствуют, что указывает на приподнятое положение Северного Подмосковья в неокоме.

Вместе с тем, по мнению А.Г. Олферьева (устное сообщение, 1994), указанные выше тектонические структуры в раннем мелу не проявляли какой-либо активности. По-видимому, для решения этой весьма актуальной проблемы необходимы специальные исследования.

Разнонаправленные движения блоков происходили и позднее, вплоть до самого последнего, неотектонического этапа (Гаврюшова, и др., 1986). Их амплитуда составляла не менее нескольких и, возможно, до 10 метров.

Проведенное выше краткое обсуждение вопроса о тектонической стабильности центральных районов Русской платформы показывает, что надежность реконструированной кривой колебания уровня моря не слишком велика. Возможно, часть вертикальных перемещений из-за их разнонаправленности в различные моменты времени и не повлияла существенным образом на подсчеты. Но не исключено, что в последних присутствует систематическая ошибка, знак которой остается неизвестным. Очевидно, что для выявления амплитуды и знака тектонических деформаций необходим анализ хорошо датированных разрезов различных блоков, что является делом будущего.

Поскольку определенной информации о тектонических движениях в Северном Подмосковье получить не удалось, можно оперировать полученными цифрами так, как если бы они были истинными. В качестве глобальной метрики эвстастических колебаний уровня моря в последние годы большой популярностью пользуется шкала Б.У. Хака с соавторами (Наг et al., 1987, 1988). Сравнение с ней кривой для среднего мела Северного Подмосковья (рис. 4) показывает их принципиальное сходство. Согласно кривой Б.У. Хака и др., терминальная альбская трансгрессия действительно имела место и достигала отметок, близких к +250 м. Очень близкая величина получена для Подмосковья (+240 м). Однако, согласно шкале Б.У. Хака, не меньшими были глобальные повышения уровня в раннем и среднем сеномане, а еще выше уровень поднялся в раннем туроне. Если считать возраст среднемеловых свит Северного Подмосковья надежно установленным, то раннетуронское событие не было проявлено в Подмосковье, а максимальный подъем уровня был в самом конце альба и, возможно, в начале сеномана (если подтвердятся предположения о

сеноманском возрасте верхней части парамоновской свиты).

Д.Л. Сахагян и С.М. Холланд (Sahagian, Holland, 1991) на основе анализа трех разрезов в Поволжье (Климовка, Инза, Ломов) сделали вывод о суммарном повышении уровня с байоса до сеномана на 120 м. На приведенном ими графике хорошо видно, что на протяжении раннего мела происходил непрерывный подъем уровня (суммарно на 100 м), который был прерван падением не менее чем на 17.5 м в раннем альбе.

Данные по Северному Подмосковью не подтверждают реконструкций Д.Л. Сахагяна и С.М. Холланда. На этой территории не было непрерывного роста уровня моря. Ранний альб был временем дальнейшего развития начавшейся в апте трансгрессии. Повышение уровня только от среднего альба к концу позднего альба должно было составить 80–90 м. Колебания уровня моря были значительно более резкими и частыми, чем они представлялись ранее.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Терминальная альбская трансгрессия, столь широко проявившаяся в центральных районах Русской платформы и сопровождавшаяся проникновением сюда планктонных фораминифер, а также массовой вспышкой в развитии радиолярий, может быть названа “парамоновским событием” (Paramonovo event). Ряд данных свидетельствует в пользу того, что это событие так или иначе может быть прослежено по крайней мере на Севере Европы. Так, хотя Дж. Хэнкок (Hancock, 1990) считает, что на Британских о-вах в позднем альбе уровень моря оставался сравнительно невысоким и стабильным, данные микропалеонтологических исследований указывают на заметный рост доли планктона в комплексах фораминифер в позднеальбское время и, особенно, в зоне *Stoliczkaia dispar* (Hart, 1973). Крайне интересно, что на севере Германии в целом ряде детально изученных разрезов в верхней части верхнего альба и в низах сеномана внутри мергельной толщи установлена кремнистая “спикулитовая” пачка, богатая радиоляриями (Frieg, Kemper, 1989). Хотя стратиграфический объем этой почки варьирует от разреза к разрезу, весьма вероятно, что ее формирование непосредственно связано с парамоновским событием.

В литературе можно найти также указания на появление радиолярий в терминальном альбе таких южных районов Европы, как Северная Болгария и Северный Кавказ, но эти данные требуют подтверждения.

Очевидно, что выявление истинных масштабов “парамоновского события” требует проведения дополнительных более широких региональных исследований.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимец В.С.* Альбские отложения Белоруссии // Некоторые вопросы стратиграфии и палеонтологии палеозойских и мезозойских отложений Белоруссии. Минск: БелНИГРИ, 1974. С. 233–249.
- Алиев Х.Ш., Смирнова Р.Ф.* Новые виды радиолярий из отложений альбского яруса центральных районов Русской платформы // Ископаемые и современные радиолярии. Материалы Второго Всесоюзного семинара по радиоляриям. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1969. С. 62–72.
- Барaboшкин Е.Ю.* Стратиграфия и аммониты альба Русской плиты. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1991. 19 с.
- Барaboшкин Е.Ю.* Нижний альб центральных районов Русской плиты // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: Центр геология, 1992. С. 20–36.
- Барaboшкин Е.Ю., Михайлова И.А.* Аммониты и стратиграфия среднего альба Северного Подмосковья. Статья. 1. Стратиграфия // Бюл. МОИП. 1987. Отд. геол. Т. 62. № 6. С. 92–100.
- Бизяева О.А., Принц Р.Н.* Глины и суглинки // Геология СССР. Т. 4. Центр европейской части СССР. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1974. С. 148–180.
- Бланк М.Я., Найдин Д.П., Олферьев А.Г.* Рельеф кровли сеномана Днепровско-Донецкой впадины, Воронежской антеклизы и прилежащих к ним структур Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. № 6. С. 43–47.
- Брагина Л.Г.* Радиолярии и стратиграфия верхнемеловых отложений хотьковской серии Подмосковья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. № 2. С. 91–100.
- Букалова Г.В.* Аномалинды альбских отложений междуречья Лабы и Уруха (Северное Предкавказье) // Тр. ВНИГНИ. 1958. Вып. 9. С. 177–196.
- Бушинский Г.И.* Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины // Тр. Ин-та геол. наук. 1954. Вып. 156. 308 с.
- Василенко В.П.* Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1961. Вып. 171. 487 с.
- Василенко Л.В.* Сравнительная характеристика альбской фауны фораминифер Баренцева и Карского шельфов // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Книга 1. Материалы чтений памяти В.Н. Сакса. Спб.: ВНИИОкеангеология, 1992. С. 71–77.
- Вишневская В.С.* Радиоляриевые слои позднего мезозоя СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 57–81.
- Воронова М.А.* Палиностратиграфия нижнего мела и развитие раннемеловых флор Украины. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1991. 28 с.
- Гаврюшова Е.А., Лехт Э.Е., Федонкина И.Н.* Линейные неотектонические структуры Подмосковья (по результатам дешифрирования космических снимков) // Геология и полезные ископаемые центральных районов Восточно-Европейской платформы. М.: МОИП, 1986. С. 110–117.
- Герасимов П.А.* Меловая система. Нижний отдел // Геология СССР. Т. 4. Центр европейской части СССР. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1971. С. 425–445.
- Герасимов П.А.* Меловая система. Нижний отдел. Южная часть Московской синеклизы и Воронежская антеклизы // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1988. С. 55–60.
- Герасимов П.А., Мизгачева Е.Н., Найдин Д.П., Стерлин Б.П.* Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во МГУ, 1962. 196 с.
- Глазунова А.Е., Пославская Г.Г.* Меловая система. Нижний отдел. Рязано-Саратовский прогиб и Волго-Уральская антеклизы // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1988. С. 61–66.
- Горбачик Т.Н.* Планктонные фораминиферы нижнемеловых отложений восточной части Северной Атлантики // Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л.: НИИГА, 1980. С. 29–45.
- Даньшин Б.М.* Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: МОИП. 1947. 308 с.
- Дервиз Т.Л.* Волго-Уральская нефтеносная область. Юрские и меловые отложения // Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 145. 368 с.
- Добров С.А.* Геологический очерк Дмитровского края // Геология и полезные ископаемые Дмитровского края / Тр. Музея Дмитровского края. 1932. Вып. 7. С. 5–131.
- Казинцова Л.И.* Радиолярии // Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / Тр. Межведомств. стратиграф. ком-та СССР. Т. 16. Л.: Наука, 1987. С. 93–97.
- Калуцкая С.А.* Перспективы использования нетрадиционных видов нерудных полезных ископаемых в сельском хозяйстве // Геология и полезные ископаемые центральных районов Восточно-Европейской платформы. М.: МОИП, 1986. С. 145–152.
- Колтыгин С.Н., Мятлюк Е.В., Пославская Г.Г.* Меловая система. Нижний отдел. Прикаспийская синеклизы // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1988. С. 66–74.
- Краснова Л.Н.* Selaginellaceae // Пыльца и споры Западной Сибири. Юра–палеоцен. Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 177. С. 19–44.
- Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 176 с.
- Милановский Е.В.* О сеноманских отложениях Московской губернии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1926. Т. 4. № 1–2. С. 75–79.
- Мятлюк Е.В., Василенко В.П.* Атлас характерных фораминифер нижнемеловых отложений Прикаспийской низменности, п-ва Мангышлак и Устюрта. Л.: Наука, 1988. 261 с.
- Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Пояркова З.Н. и др.* Меловые трансгрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. № 5. С. 27–42.
- Олферьев А.Г.* Новые данные о геологическом строении нижнемеловых отложений Подмосковья // Геология и полезные ископаемые центральных районов Восточно-Европейской платформы. М.: МОИП, 1986. С. 44–55.
- Олферьев А.Г.* Строение нижнего отдела меловой системы центральной и южной частей Московской синеклизы в связи с распределением полезных ископаемых. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1988. 15 с.
- Розанов А.Н.* Стратиграфия содержащих фосфориты отложений Центральной и Северо-Восточной области,

- фосфоритовые горизонты и их вероятное происхождение // Фосфориты СССР. Л.: Геол. комитет, 1927. С. 133–150.
- Ромашов А.А., Чертова С.О.* Морские верхнеальбские отложения восточной части Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. № 6. С. 38–44.
- Сазонова И.Г.* Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы // Мезозойские и третичные отложения центральных областей Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1958. С. 31–184.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т.* Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГНИ. 1967. Вып. 62. 260 с.
- Смирнова С.Б., Алиев О.Б.* О спорово-пыльцевых комплексах из отложений сеномана и коньяка Малого Кавказа // Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана. Баку: Элм, 1984. С. 40–48.
- Соколов В.Д.* Организация и общий ход работ по исследованию Московской губернии в гидрогеологическом отношении в целях улучшения водоснабжения ее селений // *Соколов Н.Д.* Гидрогеологический очерк Московской губернии. М.: Т-во "Печатня С.П. Яковлева", 1913. С. 3–19.
- Хименков В.Г.* К вопросу об изучении подземных вод г. Москвы // Артезианские воды г. Москвы. Снабжение ими ее населения и промышленных предприятий. М.: Изд-во МКХ, 1928. С. 7–16.
- Alexandrowicz S.W.* Otwornice albu serii czorsztyńskiej (formacja z Chmielowej) Pieninskiego pasa skalowego // Roczn. Polsk. towarz. geol. 1979. T. 49. № 1–2. P. 165–183.
- Bromley R.G., Ekdale A.A.* Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in sediments // Science. 1984. V. 224. P. 872–874.
- Brotzen F.* De geologiska resultaten från bormingarna vid Höllviken. Preliminär rapport. Del. 1. Kritan // Sver. geol. undersökn. Årsbok. Ser. C. 1945. № 465. P. 1–65.
- Caron M.* Cretaceous planktic Foraminifera // Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press, 1985. P. 17–86.
- Couper R.A.* Upper Mesozoic and Cenozoic spores and pollen grains from the New Zealand // N.Z. Geol. Surv. Paleontol. Bull. 1953. № 22. 77 p.
- Cushman J.A., Alexander C.I.* Some vaginulinas and other Foraminifera from the Lower Cretaceous of Texas // Contr. Cushman Lab. Foram. Res. 1930. V. 6. P. 1–10.
- Frieg C., Kemper E.* Mikropalaontologische Gliederung und Abgrenzung von Ober-Alb und Unter-Cenoman in Nordwestdeutschland // Geol. Jahrbuch. 1989. Bd. A113. S. 73–193.
- Frizzell D.L.* Handbook of Cretaceous Foraminifera of Texas // Bureau Econom. Geol. Univ. Texas. Rept. Invest. 1954. № 22. 232 p.
- Hancock J.M.* Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous // Proc. Geol. Assoc. 1989 (1990). V. 100. № 4. P. 565–594.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* The chronology of fluctuating sea-level since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // *Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C. et al. (eds.)*. Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication. 1988. № 42. P. 71–108.
- Hart M.B.* A correlation of the marcofaunal and microfaunal zonation of the Gault Clay in southeast England // Casey R., Rawson P.F. (eds.). The boreal Lower Cretaceous. Liverpool: Seel House Press, 1973. P. 267–288.
- Herngreen G.F.W.* Palynology of Albian-Cenomanian strata of borehole 1-QS-1-MA, State of Maranhão, Brazil // Pollen et Spores. 1973. V. 15. № 3–4. P. 515–555.
- Juhász M.* Palynostratigraphic zonation of the Transdanubian Middle Cretaceous // Acta Geol. Hungarica. 1983. V. 26. № 1–2. P. 41–68.
- Kotova I.Z.* Spores and pollen from Cretaceous deposits of the eastern North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project. Leg 41, sites 367 and 370 // Initial. Rep. of the DSDP. 1978. V. 41. P. 841–881.
- Laing J.F.* Mid Cretaceous angiosperm pollen from southern England and northern France // Palaeontology. 1975. V. 18. № 4. P. 775–808.
- Leckie D.A., Singh C., Bloch J. et al.* An anoxic event at the Albian-Cenomanian boundary: the Fish Scale Marker Bed, northern Alberta, Canada // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. V. 92. № 1–2. P. 139–166.
- Loeblich A.R., Tappan H.* Foraminifera from the Walnut Formation (Lower Cretaceous) of northern Texas and southern Oklahoma // J. Paleontol. 1949. V. 23. № 3. P. 245–266.
- Magniez-Jannin F.* Les foraminifères de l'Albien de l'Aube: Paleontologie, stratigraphie, ecologie, Paris, 1975. 358 p.
- Moullade M.* Etude stratigraphique et micropaleontologique du Cretace inferieur de la "fosse vocontienne" // Docum. Lab. geol. Fac. Sci. Lyon. 1966. № 15. 369 p.
- Pačltova B.* Cretaceous angiosperms of Bohemia // Centr. Europ. Bot. Rev. 1977. V. 43. № 1. P. 128–192.
- Riegraf W., Luterbacher H.-P.* Bentonische Foraminiferen aus der Unterkreide des "Deep Sea Drilling Project" (Legs 1–79) // Geol. Rundschau. 1989. Bd. 78. № 3. P. 1063–1120.
- Risch H.* Stratigraphie der höheren Unterkreide der Bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien // Palaeontographica. 1971. Bd. A138. №1–4. S. 1–80.
- Sahagian D.L., Holland S.M.* Eustatic sea-level curve based on a stable frame of reference: preliminary results // Geology. 1991. V. 19. № 12. P. 1209–1212.
- Sahagian D.L., Jones M.* Quantified Middle Jurassic to Paleocene eustatic variations based on Russian Platform stratigraphy: stage level resolution // Bull. Geol. Soc. Amer. 1993. V. 105. № 8. P. 1109–1118.
- Sigal J.* Contribution a une monographie des rosulines. 1. Le genre Ticinella Reichel, souche de rotalipores // Eclogae geol. helv. 1966. T. 59. № 1. P. 185–218.
- Singh C.* Lower Cretaceous microfloras of the Peace River area, northwestern Alberta // Bull. Res. Council of Alberta. 1971. № 28. V. 1. 299 p.
- Tappan H.* Foraminifera from the Grayson Formation of northern Texas // J. Paleontol. 1940. V. 14. № 2. P. 93–126.
- Tappan H.* Foraminifera from the Duch Creek Formation of Oklahoma and Texas // J. Paleontol. 1943. V. 17. № 4. P. 476–517.
- Tappan H.* New Cretaceous index foraminifera from northern Alaska // Bull. U.S. Nat. Mus. 1957. № 215. P. 201–222.
- Ten Dam A.* Les foraminifères de l'Albien des Pays-Bas // Mem. Soc. Geol. France. 1950. № 63. 66 p.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4. Global cycles of relative changes of sea level // Payton C.E. (ed.). Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1977. № 26. P. 83–97.

Рецензент В.А. Басов

УДК 563.14:551.781(47+57+574/575)

## ПАЛЕОГЕНОВЫЕ РАДИОЛЯРИИ ЮЖНОЙ РОССИИ: ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

© 1996 г. И. Е. Хохлова

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

Поступила в редакцию 04.04.94 г., получена после доработки 20.12.94 г.

Изучены радиолярии из семи разрезов палеогена в различных структурно-фациальных зонах эпиконтинентальных районов Северного Тетиса. Выделены семь стратиграфических интервалов с радиоляриями, которые хорошо прослежены на данной территории. Эти интервалы соответствуют известным палеогеновым трансгрессиям. Для ассоциаций среднего и позднего лютета в Прикаспийской впадине и Восточном Предкавказье проведен анализ структуры комплексов на уровне семейств и подсемейств. На этой основе делаются палеогеографические выводы.

**Ключевые слова.** Палеоген, стратиграфия, радиолярии, таксономический состав, палеоэкология, южная Россия, Прикаспийская впадина.

Радиолярии из палеогеновых отложений северного и восточного Тетиса известны примерно с 50-х годов (Липман, 1950, 1953). С тех пор многие исследователи изучали их таксономический состав и стратиграфическое распространение (Борисенко, 1960а, б; Крашенинников, 1960; Загороднюк, 1970; Горбунов, 1979; Точилина, 1975 и др.). Был предложен ряд местных стратиграфических схем для расчленения палеогеновых отложений различных районов Русской платформы, Предкавказья и Средней Азии по радиоляриям. В результате решением РМСК в 1989 г. был принят вариант стратиграфической схемы расчленения палеоцен-эо-

ценовых отложений Русской платформы (Решения РМСК, 1989), основой которого явилась зональная шкала Г.Э. Козловой (1984, 1990).

Палеогеновые радиолярии известны из многих регионов бывшего СССР: из южной фациальной провинции с преимущественно карбонатным типом осадконакопления (Карпаты, Крым, Предкавказье, юг Средней Азии) и из северной фациальной провинции с преимущественно терригенным и терригенно-кремнистым типом осадконакопления (Днепровско-Донецкая впадина, Воронежская антеклиза, Поволжье, Прикаспийская впадина, Западная Сибирь и др. (рис. 1). Однако до

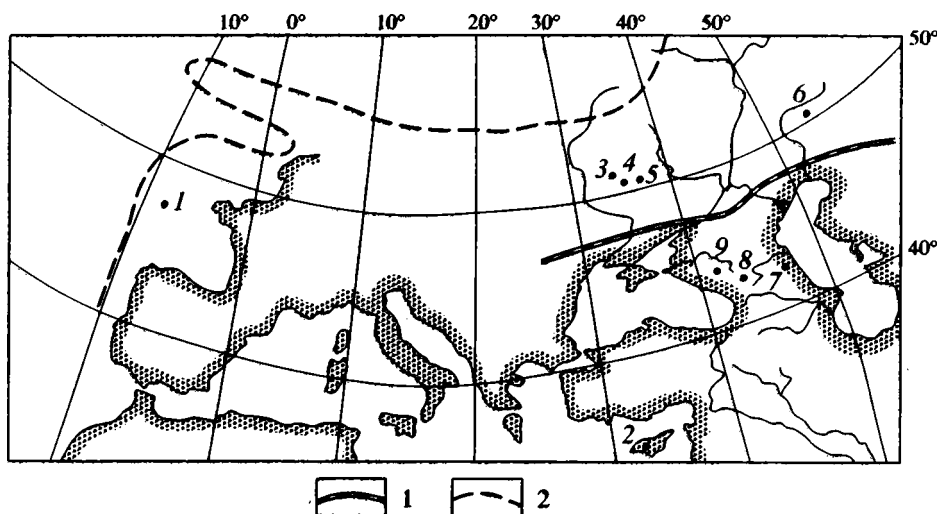


Рис. 1. Расположение основных областей седиментации и изученных разрезов.

1 – скв. 400А; 2 – разрез Перепеди; 3 – скв. 230; 4 – скв. 246; 5 – разрез Яруга; 6 – скв. СП-1; 7 – разрез Рубас-Чай; 8 – разрез Хеу; 9 – разрез Кубань. 1 – граница между южной провинцией с карбонатным типом осадконакопления и северной провинцией с терригенным типом осадконакопления; 2 – северная граница Тетического бассейна в эоцене.

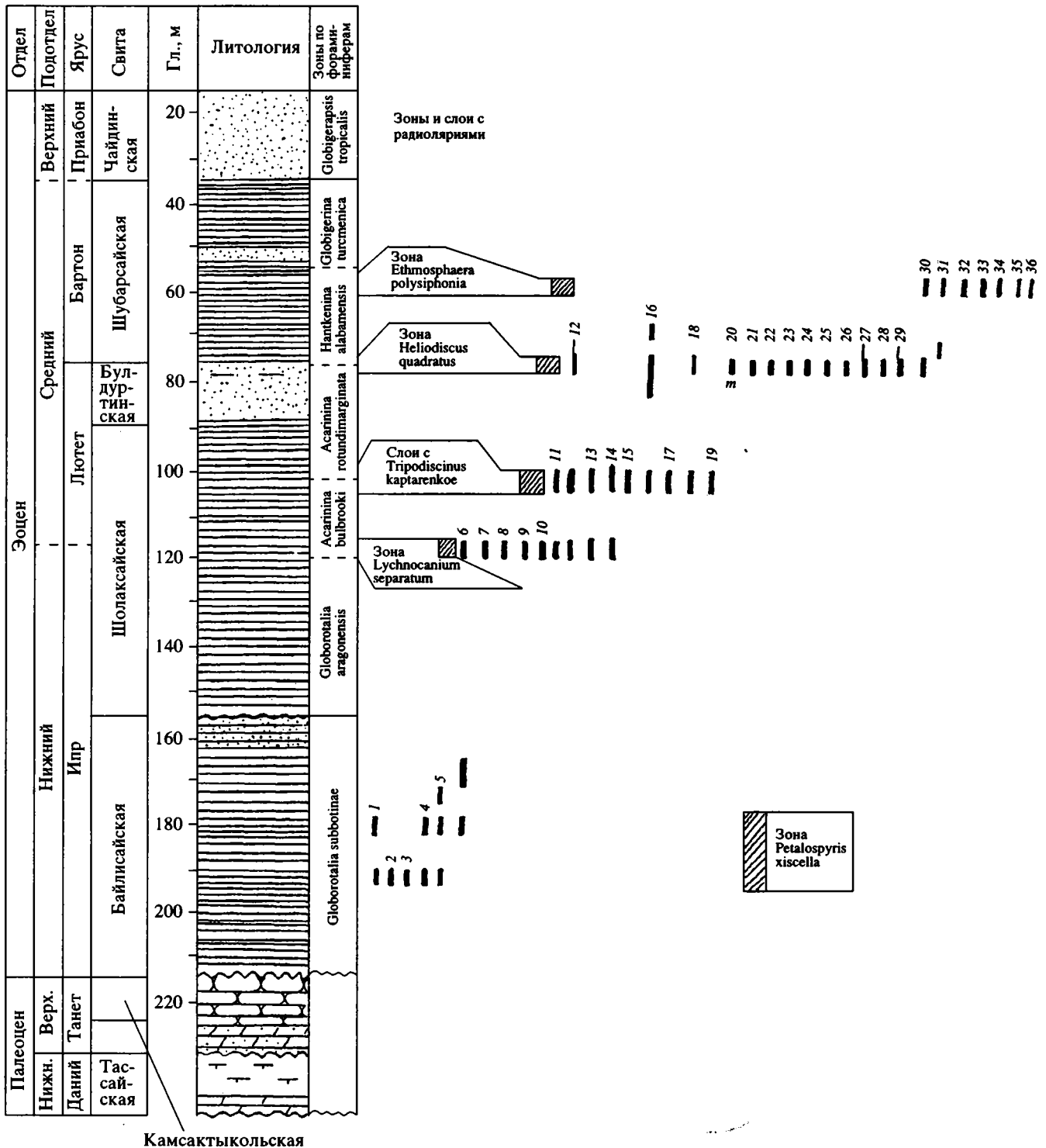


Рис. 2. Стратиграфическое расчленение скважины СП-1 по радиолариям. 1 – *Lychnocanoma ponderosa*, 2 – *Clathrocyclas lipmanae*, 3 – *Amphicraspedum prolixum*, 4 – *Spongotrochus paciferus*, 5 – *Petalospyris fiscella*, 6 – *Tripodiscinus* sp., 7 – *Lithostrobos* aff. *turris*, 8 – *Styloductya torquatum*, 9 – *Petalospyris tumidula*, 10 – *Heliodiscus heliasteriscus*, 11 – *Clathrocyclas multiplicatus*, 12 – *Lychnocanium separatum*, 13 – *Petalospyris compressus*, 14 – *Petalospyris tricolor*, 15 – *Carposphaera magnaporulosa*, 16 – *Tripodiscinus tumulosus*, 17 – *Tripodiscinus kaptarenkoe*, 18 – *Tripodiscinus sibiricus*, 19 – *Lychnocanium bellum*, 20 – *Heliodiscus* cf. *quadratus*, 21 – *Podocytis papalis*, 22 – *Tripodiscinus clavipes*, 23 – *Haliomma immensa*, 24 – *Clathrocyclas universa*, 25 – *Clathrocyclas elegans*, 26 – *Theocampe* cf. *reticulum*, 27 – *Hexaconthium perelegans*, 28 – *Heliodiscus* aff. *triactis*, 29 – *Axoprunum* cf. *chabacovi*, 30 – *Theocorys asperum*, 31 – *Lophophaena* aff. *sibirica*, 32 – *Artobotrys norvegiensis*, 33 – *Tripodiscinus vanus*, 34 – *Drupptractus santaenae*, 35 – *Porodiscus parvus*, 36 – *Etmospaera polysiphonia*.



сих пор существуют большие сложности в вопросах, связанных с возрастом палеогеновых радиоляриевых зон, а также их корреляции с зонами по другим группам планктона, и особенно со стандартными тропическими и субтропическими шкалами. Эти трудности обусловлены следующими тремя причинами.

1. К сожалению, на территории бывшего СССР пока не найдено ни одного разреза с полной и непрерывной последовательностью радиоляриевых зон по крайней мере на протяжении подотдела. 2. Палеогеновая фауна радиолярий этого региона чрезвычайно своеобразна таксономически, что объясняется ее существованием, как правило, в условиях более или менее мелководных эпиконтинентальных бассейнов. Ее состав и структура изучены пока недостаточно. 3. В пределах северной фациальной провинции радиолярии часто являются единственными микрофоссилиями в палеогеновых отложениях, или же им сопутствуют слишком бедные ассоциации других микроорганизмов. Поэтому определение возраста вмещающих отложений представляет большие трудности.

Все сказанное делает радиолярии из эпиконтинентальных районов Тетиса чрезвычайно интересным объектом исследования. Целью данной работы было изучение таксономического состава и структуры ассоциаций радиолярий из семи разрезов палеогена этого региона, их корреляция и на этой основе попытка воссоздания палеоэкологических обстановок. В южной структурно-фациальной области были послойно изучены разрезы Кубань, Хеу и Рубас-Чай (соответственно Западное, Центральное и Восточное Предкавказье). В северной структурно-фациальной области – разрезы скв. 230 и 246, разрез Яруга (Воронежская антеклиз, Белгородская область) и скв. СП-1 (Северный борт Прикаспийской впадины). Данные по таксономическому составу фауны радиолярий, их возрастным датировкам и литологическому описанию вмещающих пород приведены для разрезов Предкавказья в работе Э.П. Радионовой, И.Е. Хохловой (1994), а для скв. 230 и 246 – в статье Э.П. Радионовой с соавторами (1994). Поэтому мы ограничимся литологическим описанием и стратиграфическим распространением радиолярий в разрезах Яруга и СП-1 (рис. 2, 3). Для сравнения использованы данные автора по палеогеновым ассоциациям радиолярий из Бискайского залива (скв. 400А) и о. Кипр.

#### СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗОВ СП-1 (ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА) И ЯРУГА (ВОРОНЕЖСКАЯ АНТЕКЛИЗА) ПО РАДИОЛЯРИЯМ

Расчленение разрезов проведено в соответствии с зональной шкалой Г.Э. Козловой (1990). В тех случаях, когда ассоциация не была достаточ-

но представительной для выделения зоны, устанавливались слои с радиоляриями.

#### Скважина СП-1 (рис. 2)

Скв. СП-1, расположенная в северо-восточной части Прикаспийской впадины, вскрывает непрерывную последовательность палеогеновых отложений, характерную для умеренно-бореальной провинции, т.е. глины, алевролиты и песчаники с небольшой примесью карбонатной составляющей. Микроорганизмы из отложений, вскрытых этой скважиной, изучались рядом исследователей (Г.Э. Козловой, Н.И. Стрельниковой, М.И. Глезер и др.). Данные по распределению радиолярий и фораминифер в ней приведены в работе В.И. Беньямовского с соавторами (1990).

Расчленение палеогена из этой скважины по планктонным фораминиферам было проведено В.Н. Беньямовским. В палеогеновых отложениях, представленных глинами и мергелями, определенных радиолярий не обнаружено. На породах палеоцена несогласно залегают серо-зеленые, слегка песчанистые глины байлисайской свиты. В средней части песчанистая составляющая почти исчезает и глины содержат ассоциацию радиолярий, таксономически небогатую, но часто хорошей сохранности, обнаруженную совместно с фораминиферами зоны *Globorotalia subbotinae* (нижний эоцен).

*Нижний эоцен. Инр. Зона Petalospyris fiscella.* Встречаются индекс-вид, *Lychnocanoma ponderosa*, *Amphicraspedum prolixum*, *Spongotrochus paciferus paciferus*, *Clathrocyclas lipmanae*. Несколько выше к этому комплексу добавляются *Tripodiscinus sengilensis* и *Heliodiscus aff. lentis*.

Мощность байлисайских отложений – порядка 60 м. На глинах байлисайской свиты с небольшим размывом залегают тонкоплитчатые монотонно-зеленые глины шолаксайской свиты. В средней и верхней частях свиты последовательно выделены две ассоциации радиолярий, первая из которых обнаружена совместно с фораминиферами зоны *Acarinina bulbrooki*, а вторая – с фораминиферами зоны *Acarinina rotundimarginata*.

*Средний эоцен. Лютет. Зона Lychnocanium separatum.* Ассоциация разнообразна и имеет хорошую сохранность. Доминируют *Tripodiscinus sp.*, *Petalospyris tumidula*, *P. compressus*, *P. septenaria*, часто встречаются *Heliodiscus heliasteriscus*, *Styloductya torquatum*, а также населярии *Lychnocanium separatum*, *Clathrocyclas multicostatus*, *C. tamdiensis*, *Lithostrobos aff. turtis* и др. Слои с *Tripodiscinus kaptarenkoe*. В этой разнообразной ассоциации с хорошей сохранностью преобладают представители рода *Tripodiscinus*: *T. tumulosus*, *T. kaptarenkoe*, *T. sibiricus*. Также много мелких спирид рода

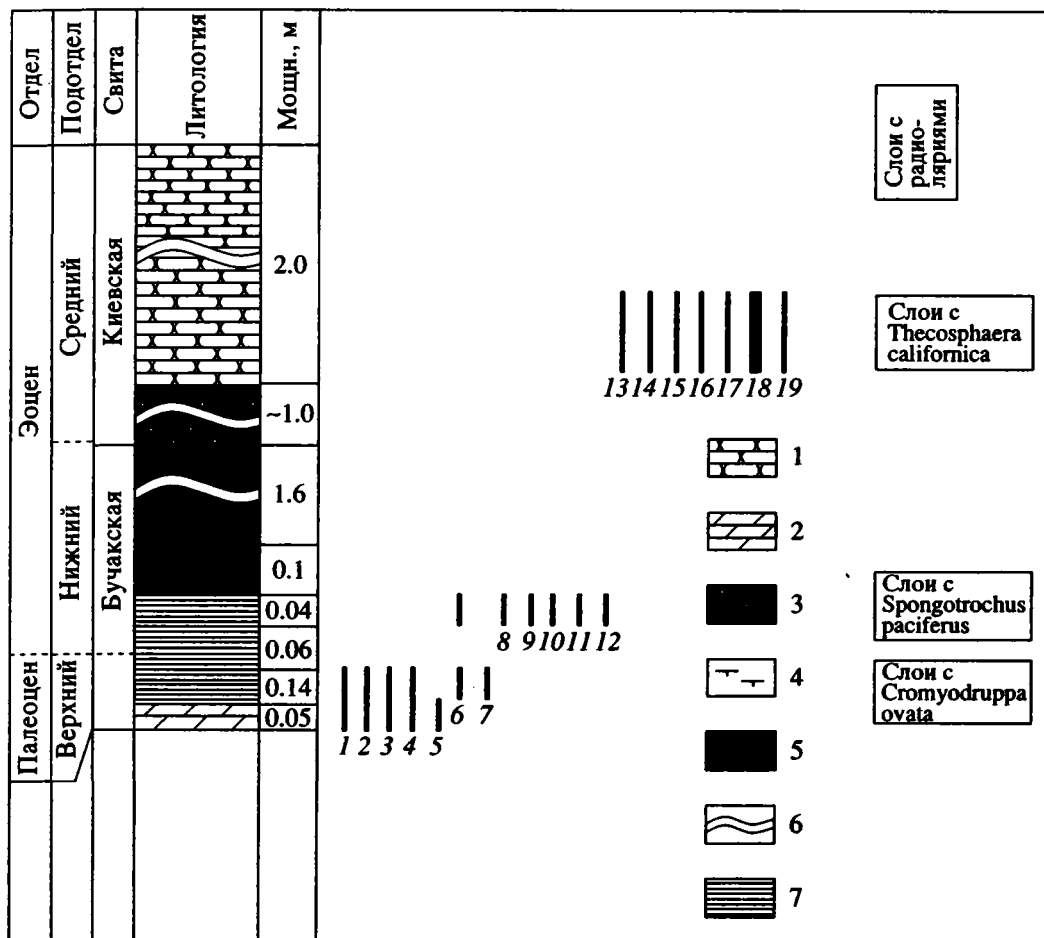


Рис. 3. Стратиграфическое расчленение разреза Яруга по радиоляриям.

1 – опoки; 2 – мергель; 3 – песчанiстые опoки; 4 – мел; 5 – пески; 6 – сокpашение мощности разреза; 7 – глины (и для рис. 2). 1 – *Spongurus* (?) *regularis*, 2 – *Theocorys* cf. *fiscella*, 3 – *Cromyodruppa ovata*, 4 – *Larnocalpis* aff. *smili*, 5 – *Dictyomitra multicostata*, 6 – *Stylotrochus harlestonensis*, 7 – *Cromyomma riedeli*, 8 – *Triactis* (?) *angustum*, 9 – *Stylotrochus nitidus*, 10 – *Axoprunum* sp., 11 – *Diacanthocapsa* sp., 12 – *Spongotrochus paciferus*, 13 – *Lithomelissa haeckeli*, 14 – *Thecosphaera californica*, 15 – *Cyrtophormis* aff. *brevispina*, 16 – *Botryopera* ex gr. *triloba*, 17 – *Spongomelissa* aff. *numa*, 18 – *Plectodiscus circularis*, 19 – *Stylodyctya targaephormis*.

*Petalospyris*: *P. tricerus*, *P. compressus*. Встречены *Lychnocanium bellum*, *Carposphaera magnoporulosa*.

Выше отложений шoлаксайской свиты в скв. СП-1 залегают песчаные отложения булдуpтинской свиты, предположительно позднелотетского возраста, не содержащие радиолярий.

Мощность шoлаксайской и булдуpтинской свит – примерно 80 м. Выше них располагаются монотонные серо-зеленые глины шубарсайской свиты в нижней и средней частях которых обнаружены две представительные ассоциации радиолярий. Первая из них соответствует фораминиферовой зоне *Hantkenina alabamensis*, а вторая – фораминиферовой зоне *Globigerina turkmenica*.

**Бартон.** Зона *Heliodiscus quadratus*. Ассоциация богата и разнообразна. Характерно преобладание циртид: *Podocyrtilis rapalis*, *Clathrocyclas universona*, *C. elegans*, *Theocampe* cf. *reticulum*, *Theocorys*

*asperum*, *Lophophaena* aff. *sibirica*, часто встречаются *Haliomma immensa*, *Heliodiscus* aff. *triactis*, *Hexacanthium perelegans*, *Axoprunum* cf. *chabakovi*, *Tripodiscinus clavipes*, обнаружены также *Heliodiscus* cf. *quadratus* и *Hexalanche* aff. *diplacantha*. Зона *Ethmosphaera polysiphonia*. Обнаружены *Artobotrys norvegiensis*, *Tripodiscinus vanus*, *Lophophaena* aff. *sibirica*, много *Drupptractus santaennae*, *Porodiscus parvus*, *Heterosestrum* sp. *Theocorys asperum*, встречается *Ethmosphaera polysiphonia*. Мощность отложений шубарсайской свиты – 40 м.

Разрез Яруга (южный борт  
Воронежской антеклизы – рис. 2)

В основании разреза вскрывается слой белого пшечего мела, на котором согласно располагаются зеленоватые, бурые и серые глины, в нижней и

верхней частях содержащие комплексы радиолярий. Возраст этих ассоциаций может быть определен только путем сопоставления их с другими известными и датированными комплексами, поскольку в этом разрезе не обнаружено пока других микрофоссилий.

*Палеоцен. Слои с Cromyodruppa ovata.* Определены *Spongurus(?) regularis*, *Cromyodruppa ovata*, *Theocorys cf. physella*, *Larnocalpis aff. smili*, *Dictyomitra multicostata*, *Cromyomma riedeli*, *Stylotrochus harlestonensis*. Перечисленные виды встречаются в марсятской свите Зауралья (Григорьева, 1979), в сызранской свите Поволжья (Козлова, 1984), в палеоцене Атлантики (Foreman, 1973), в палеоцене Предкавказья (Борисенко, 19606). Палеоценовый возраст ассоциации представляется несомненным. Мощность палеоценовых отложений – 0.18–0.2 м.

На глинах палеоцена согласно залегают голубовато-серые, местами ожелезненные глины, содержащие небогатый комплекс радиолярий.

*Нижний эоцен (?). Слои со Spongotrochus paciferus.* Определены *Triactis aff. angustum*, *Stylotrochus harlestonensis*, *S. nitidus*, *Axoprunum sp.*, *Dianthocapsa sp.*, *Spongotrochus paciferus*. Поскольку перечисленные виды обладают широким стратиграфическим распространением, возраст определен с большой степенью условности. В пользу раннего эоцена свидетельствует совместное нахождение *Spongotrochus paciferus*, *Stylotrochus harlestonensis*, *S. nitidus*, – видов, весьма распространенных в нижнеэоценовых отложениях Мирового океана.

Мощность глин, предположительно относящихся к нижнему эоцену – 0.05–0.1 м. На глинах без видимого несогласия залегают тонкоплитчатые песчаные опоки, перекрывающиеся глауконитовыми песками. Последние с небольшим несогласием сменяются опоковидными песчаниками, в нижней части глауконитовыми. Эти отложения мощностью 2.7 м лишены микрофауны. Выше располагаются светло-зеленые опоки, в нижней части содержащие радиолярии.

*Средний эоцен. Слои с Thecosphaera californica.* Комплекс более разнообразен и имеет лучшую сохранность, чем два предыдущие. Доминирует *Plectodiscus circularis*, часто встречаются *Lithomelissa haeckeli*, *Thecosphaera californica*, *Cyrtophormis aff. brevispina*, *Botryopora ex gr. triloba*, *Styloductya targaephormis*, *Spongomelissa aff. puma*. Несмотря на то, что в ассоциации не найдено видов-индексов известных зональных шкал, приведенный набор видов позволяет с уверенностью датировать комплекс средним эоценом, поскольку эти виды были обнаружены ранее в отложениях среднего эоцена Русской платформы, Атлантики и Калифорнии (Campbell, Clark, 1945; Petrushevskaya, Kozlova, 1972; Радионова и др., 1994).

Видимая мощность опок – 2 м. В верхней части они становятся песчанистыми, радиолярии исчезают.

### КОРРЕЛЯЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ ПО РАДИОЛЯРИЯМ

Комплексы радиолярий из семи разрезов, использованных для данной статьи, везде, где возможно, датированы при помощи других планктонных групп (наннопланктона, планктонных фораминифер, диатомей и/или силикофлагеллят), найденных в тех же образцах. Их определения выполнены Н.Г. Музылевым, В.Н. Беньямовским, Т. В. Орешкиной и Э.П. Радионовой (рис. 4). Во всех изученных разрезах радиолярии встречаются лишь на определенных стратиграфических уровнях, как правило, соответствующих известным эвстатическим трансгрессиям. В северной провинции Тетических эпиконтинентальных бассейнов радиоляриевые ассоциации обычно приурочены к началам седиментационных циклов, тогда как в южной провинции эта связь не столь очевидна (рис. 2–4).

В изученных разрезах отложения, содержащие радиолярии, приурочены к следующим временным интервалам: 1) поздний танет (разрезы Хеу, Кубань, Яруга); 2) ранний ипр (разрезы Хеу, Рубас-Чай, Кубань, СП-1); 3) поздний ипр (разрезы Хеу, Кубань, СП-1); 4) средний лютет (разрезы Кубань, Хеу, Рубас-Чай, СП-1); 5) поздний лютет (скв. 230, СП-1, Рубас-Чай, Яруга); 6) ранний бартон. В южной провинции с преимущественно карбонатным типом седиментации в бартоне выделяется один продолжительный интервал, во время которого на обширной площади юга бывшего СССР откладывались глины кумской свиты, весьма часто содержащие радиолярии (Моксякова, 1972; Липман, 1953 и др.). В северной провинции в бартоне отмечаются два интервала с радиоляриями: 6а) ранний бартон и 6в – поздний бартон (Воронежская антеклиза и Прикаспийская впадина (скв. 230, 246, СП-1). В позднем эоцене (приабон) на изученной территории отложений, содержащих радиолярий, не обнаружено. В южной части рассматриваемой области может быть выделен еще один стратиграфический интервал, содержащий радиолярии: 7) ранний рюпель (разрезы Кубань, Хеу, Рубас-Чай). В северной провинции этот уровень не прослеживается. Ниже приводится характеристика ассоциаций радиолярий установленных интервалов.

1. Фауна радиолярий позднего танета изученных районов не обладает высоким разнообразием и хорошей сохранностью. Большая часть обнаруженных в Предкавказье и Воронежской антеклизе (разрез Яруга) видов описаны ранее из сызранской свиты Поволжья, марсятской свиты Зауралья и талицкой свиты Западной Сибири, а

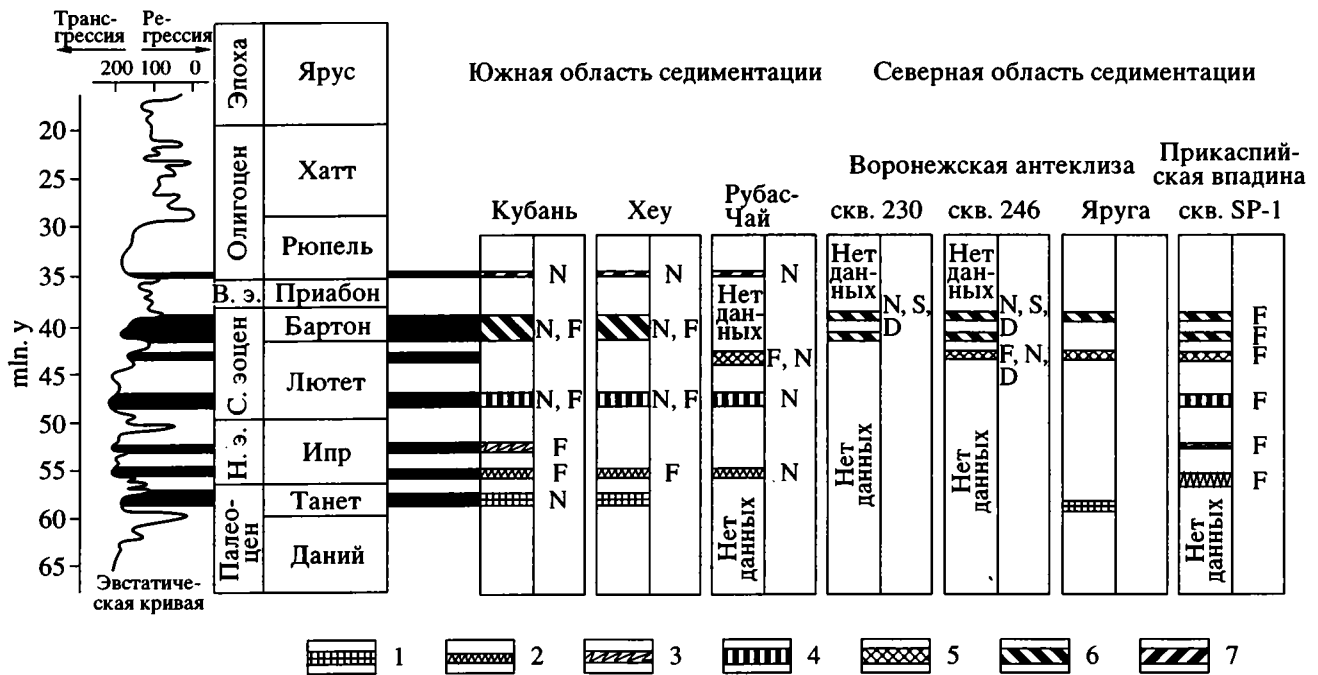


Рис. 4. Корреляция стратиграфических интервалов, охарактеризованных радиоляриями, с эвстатической кривой.

Интервалы: 1 – танетский, 2 – нижнеипрский, 3 – верхнеипрский, 4 – среднелютетский, 5 – верхнелютетский, 6 – бартонский, 7 – нижнеолигоценовый; N – наннопланктон, F – фораминиферы, D – диатомеи.

А. Эоцен – нижний эоцен; С. Эоцен – средний эоцен; В. Эоцен – верхний эоцен.

также из Атлантики и формации Крик (Миссури) (Козлова, 1984; Григорьева, 1979; Foreman, 1973). Это виды *Cromyodruppa ovata*, *Spongurus (?) regularis*, *Lamocalpis smili*, *Stylotrochus harlestonensis*, *Thecosphaera rotunda*, *Theocorys phyzella*, *Lamptonium pennatum* и др. В основном ассоциация характеризуется представителями родов *Ommatogramma*, *Spongodiscus*, *Cromyodruppa*, *Petalospyris*, *Cenosphera*, а иногда *Lychnocanoma* и *Buryella*. Отсутствуют стратиграфически важные тропические рода *Wesomiforma* и *Theocotyle*.

2, 3. Обе нижнеэоценовые ассоциации радиолярий в рассматриваемых районах не обладают высоким таксономическим разнообразием, но часто характеризуются хорошей сохранностью. Данные В.А. Крашенинникова (1960) и Н.Г. Борисенко (1960а) по нижнему эоцену Западного Предкавказья, Г.Э. Козловой (1984) по среднему Поволжью, а также наши данные по Восточному Предкавказью и Прикаспийской впадине (скв. СП-1) свидетельствуют о наличии здесь большого количества видов радиолярий, характерных также для нижнеэоценовых отложений океанических бассейнов, особенно тропической и субтропической Атлантики. Это виды *Buryella tetradica*, *B. clinata*, *Phormocyrtis striata striata*, *Ph. striata exquisita*, *Thyrsoyrtis hirsuta hirsuta*, *Lychnocanoma ponderosa*, *Amphicraspedum prolixum*, *Petalospyris fiscella*, *Spongotrochus paciferus paciferus* и др. По-видимому, нижне-

эоценовая радиоляриевая фауна из окраинных районов Тетиса на территории бывшего СССР может быть прямо скоррелирована со стандартной зональной шкалой по радиоляриям (Riedel, Sanfilippo, 1978).

4, 5, 6. Иная картина характерна для обеих лютетских и бартонской фаун радиолярий. Если в южной провинции рассматриваемого региона (Восточное Предкавказье) лютетские комплексы радиолярий содержат много видов, характерных также и для тропического пояса океанов (например, *Dictyoprora mongolfieri*, *Calocycloma ampulla*, *Phormocyrtis reticula*, *Lychnocanium bellum*, *Sethochytris babylonis*, *Stylatractus pachystylus*, *Podocyrtis rapalis* и др.) (Радионова, Хохлова, 1994), и здесь может даже быть установлена зона *Dictyoprora mongolfieri* стандартной радиоляриевой шкалы, то в северной провинции состав фауны радиолярий существенно иной. В лютетских и бартонских ассоциациях Воронежской антеклизы и Прикаспийской впадины количественно преобладают умеренно-бореальные и космополитные формы, часто присутствующие в западно-сибирских (Козлова, Горбовец, 1978), Норвежско-Гренландских (Козлова, Петрушевская, 1979), Днепровско-Донецких (Точилина, 1975) и Воронежских одновозрастных комплексах (Радионова и др., 1994). Есть и существенные различия. В бартонских ассоциациях Прикаспийской впадины изредка встречаются тропические и субтропические



Рис. 5. Структура среднеэоценовых ассоциаций радиолярий Восточного Предкавказья (разрез Рубас-Чай) и Прикаспийской впадины (скв. СП-1). 1 – Cyrtida, 2 – Actinommidae, 3 – Spongodiscidae, 4 – Phacodiscidae, 5 – Spyrida, 6 – Liteliidae, 7 – Coccodiscidae, 8 – тропические-субтропические, 9 – субтропические, 10 – космополитные, 11 – южно-бореальные и бореальные.

элементы, тогда как в одновозрастных комплексах Воронежской антеклизы встречены только *Aхоргунум shabakovi* и *Aх. visendum*, проникающие сюда из южной фациальной провинции, из широко известной радиоляриевой фауны кумских коричневых глин, чрезвычайно широко распространенных на огромных пространствах Предкавказья и Средней Азии.

отложения указанных разрезов являются хорошей основой для таких реконструкций еще и потому, что литологический состав их может считаться одинаковым на протяжении лютета, а это до некоторой степени снимает вопросы, связанные с избирательной сохранностью радиолярий в осадках разного состава и связанными с ней искажениями в структуре первичной ассоциации.

**ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ  
РЕКОНСТРУКЦИИ  
ЛЮТЕТСКИХ БАСЕЙНОВ  
В ВОСТОЧНОМ ПРЕДКАВКАЗЬЕ  
И ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ  
ПО РАДИОЛЯРИЯМ**

*Разрез Рубас-Чай*

Среднеэоценовые ассоциации радиолярий на рассматриваемой территории являются наиболее распространенными и представительными. Они же датированы точнее всех остальных и могут быть прослежены на большие расстояния. Эти особенности делают радиолярии из южных районов России и сопредельных регионов хорошей основой для палеоэкологических реконструкций. С этой целью для двух ассоциаций радиолярий лютета (среднего и позднего) в разрезе Рубас-Чай (Восточное Предкавказье) и скв. СП-1 (Прикаспийская впадина) было подсчитано относительное число представителей высоких таксонов (на уровне семейств и в некоторых случаях подотрядов).

*Средний лютет (зона NP 15 (Nannotetrina fulgens) по наннопланктону).* Ассоциация обильна, разнообразна и имеет хорошую сохранность. Преобладают актиноммииды, большую роль играют циртиды. Отличительной чертой можно считать очень небольшое относительное количество спонгодисцид и мелких спирид (рис. 5). Комплекс в основном состоит из широкотропических и субтропических видов, примерно четвертая часть ассоциации – космополитные формы. Актиноммииды имеют хорошо развитые иглы. Известно (Matsuoka, Andersen, 1992), что актиноммииды имеют тенденцию сбрасывать свои иглы путем растворения кремнезема, когда условия их существования отступают от нормы. Таксономический состав ассоциации и ее структура очень сходны с таковыми одновозрастной ассоциации Бискайского залива (скв. 400А). Без сомнений, эта ассоциация формировалась в условиях тепловодного открытоокеанического бассейна нормальной солёности в период среднелютетской трансгрессии.

Для экологической интерпретации полученных данных использовалась методика С.Б. Кругликовой (1979, 1981), а также известные данные (Anderson, 1981; Boltovskoy, 1987 etc.). Лютетские

Выше по разрезу структура радиоляриевой ассоциации резко меняется. Главными чертами этой фауны являются незначительное разнообразие, худшая сохранность, преобладание мелких спирид и редуцированная роль циртид и актиномиид. Подобная структура комплекса, как правило, соответствует периодам регрессии.

*Верхний лютет (зона Morozovella lehneri по фораминиферам).* Ассоциация очень разнообразна. Преобладают представители циртид и спонгодисцид, тогда как роль актиномиид незначительна. Также очень немного мелких спирид и коккодисцид. Появляются лителиды, которые, как правило, считаются представителями холодноводных ассоциаций. По сравнению с более древней ассоциацией увеличивается роль космополитов, а доля тропических и субтропических видов уменьшается. Спорадически встречаются бореальные элементы. Характерной чертой ассоциации можно считать высокую внутривидовую изменчивость спонгодисцид и коккодисцид. По данным С.Б. Кругликовой (1990), этот факт обычно свидетельствует о формировании фауны в эпиконтинентальных или морских условиях. Существуют также данные о том, что некоторые из спонгодисцид обладают определенной толерантностью к изменениям солёности (могут существовать при понижении солёности до 27‰) (Matsuoka, Andersen, 1992). Кроме того, космополитные виды зоопланктона вообще более эвригалны, чем виды узкой географической приуроченности. Видовое разнообразие и отсутствие выраженного доминирования каких-либо (одного-двух) видов в ассоциации свидетельствует о том, что бассейн был открытым. Учитывая эти факты, можно утверждать, что бассейн, где формировалась позднелютетская радиоляриевая фауна в крайнем Восточном Предкавказье, располагался в районе океанического шельфового склона и, скорее всего, характеризовался пониженной солёностью. Географически это, вероятно, была северная часть субтропической области.

#### Разрез СП-1

*Средний лютет (зона Acarinina bulbrookii по фораминиферам).* Радиолярии имеют хорошую сохранность и в видовом отношении разнообразны. Доминируют циртиды. Следующие по значимости группы – факодисциды и мелкие спириды, последние характеризуются высокой внутривидовой изменчивостью. Спонгодисциды и особенно актиномииды не играют значительной роли. В ассоциации преобладают бореальные и умеренно-бореальные элементы, а тропические виды отсутствуют полностью. Число космополитных видов также велико. Структура комплекса определяет бассейн как неглубокий и эпиконтинентальный, шельфовый, расположенный в южной части бореальной области.

Выше по разрезу в отложениях, соответствующих времени регрессии, присутствуют только мелкие спириды и редкие спонгодисциды.

*Верхний лютет (зона Acarinina rotundimarginata по фораминиферам).* Ассоциация радиолярий более богата, чем среднелютетская. Преобладают циртиды и мелкие спириды. Число актиномиид практически не изменилось по сравнению с началом среднего лютета, а относительное количество спонгодисцид и коккодисцид уменьшилось. Характерной особенностью ассоциации является преобладание среди циртид представителей семейства Clathromitridae (особенно рода Tripodiscinus, который чрезвычайно широко распространен в среднеэоценовых отложениях бореальной области). Именно с этого стратиграфического уровня отмечается большое сходство в таксономическом составе ассоциаций южной России, Поволжья и Норвежского бассейна. Совершенно очевидно, что океанографически бассейн по сравнению с среднелютетским был более мелким, вероятно, более изолированным от основной акватории и располагался в бореальной области. Тенденция похолодания от раннего к позднему лютету находит отражение в таксономическом составе ассоциаций как в Восточном Предкавказье, так и в северной части Прикаспийской впадины.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В палеогеновых отложениях юга России и смежных регионов радиолярии встречаются на определенных стратиграфических уровнях, соответствующих известным эвстатическим трансгрессиям. Таксономический состав разновозрастных ассоциаций из разных районов изученной области различен, что определяется климатическими и палеоокеанологическими причинами. В раннем палеоцене относительно холодные температуры поверхностных вод и отсутствие дифференциации на субширотные водные массы обусловили существование близкой по таксономическому составу радиоляриевой фауны практически на всей территории Северного Тетиса. Тенденция потепления в течение палеоцена привела к кайнозойскому климатическому оптимуму в начале раннего эоцена. Этим, а также наличием прямой связи Тетиса, Индийского и Атлантического океанов наряду с отсутствием выраженного широтного температурного градиента, объясняется существование таксономически близкой и тепловодной фауны радиолярий в нижнем эоцене эпиконтинентальных окраинных бассейнов южной России и тропической части Тетиса. Похолодание, начавшееся в начале среднего эоцена, привело к широтной дифференциации океанических масс, что отразилось на составе радиоляриевой фауны. Формирование двух палеогеографических провинций – тропической и умеренно-бореальной со

своей водной циркуляцией, температурами и режимом осадконакопления привело к постепенному развитию разных по составу и структуре фаун радиолярий.

Статья выполнена благодаря поддержке Международной программы "Перитетис" (Проект 95-16).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беньямовский В.Н., Сегедин Р.А., Акопов Т.Р. и др.* Новые свиты палеоцена и эоцена Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1990. Т. 65. Вып. 5. С. 68–76.
- Борисенко Н.Н.* Радиолярии нижнего и среднего эоцена Западной Кубани. Геологический сборник // Тр. ВНИИГаз. 1960а. Вып. 4. С. 219–232.
- Борисенко Н.Н.* Новые радиолярии из палеоценовых отложений Кубани. Геологический сборник // Тр. ВНИИГаз. 1960б. Вып. 4. С. 199–208.
- Горбунов В.С.* Радиолярии среднего и верхнего эоцена Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1979. 160 с.
- Григорьева А.И.* Радиолярии верхнего мела и палеогена Восточного склона Урала и Зауралья // Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР. 1975. Вып. 119. С. 102–109.
- Загороднюк В.М.* Радиолярии эоценовых отложений бассейна Нижнего Дона. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новочеркасск: Политехнич. ин-т, 1970. С. 22.
- Козлова Г.Э.* Зональное подразделение бореального палеогена по радиоляриям // Морфология, экология и эволюция радиолярий. Л.: Наука, 1984. С. 196–210.
- Козлова Г.Э.* Филогенетические исследования как основа при разработке зональной шкалы бореального палеогена по радиоляриям // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1990. С. 70–81.
- Козлова Г.Э., Горбовец А.И.* Радиолярии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. Вып. 248. 1966. 159 с.
- Козлова Г.Э., Петрушевская М.Г.* Этапы развития радиолярий в Норвежско-Гренландском бассейне // История микропланктона Норвежского моря. Л.: Наука, 1979. С. 71–85.
- Крашенинников В.А.* Некоторые радиолярии нижнего и среднего эоцена Западного Предкавказья // Палеонтологический сборник. Тр. ВНИИГаз. 1960. Вып. XVI. № 3. С. 271–301.
- Кругликова С.Б.* Характерные черты распределения радиолярий (высоких таксонов) в отложениях Тихого океана и окраинных морей // Ископаемые и современные радиолярии. Л.: Наука, 1979. С. 42–52.
- Кругликова С.Б.* Некоторые черты экологии и распространения современных и кайнозойских радиолярий // Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981. С. 118–139.
- Кругликова С.Б.* Радиолярии как показатели некоторых факторов палеосреды // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 92–106.
- Липман Р.Х.* Радиолярии эоцена Кызыл-Кумов // Тр. ВСЕГЕИ. 1950. Вып. 1. С. 51–66.
- Липман Р.Х.* Материалы к изучению радиолярий западных районов Средней Азии // Ежегодник ВПО. 1953. Т. 14. С. 135–162.
- Моксякова А.М.* Бодракский ярус Туранской плиты (стратиграфия, радиолярии и палеозоогеография). М.: Недра, 1972. С. 98.
- Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е., Беньямовский В.Н.* Эоценовые отложения северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины (зональная стратиграфия и циклический анализ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. № 6. С. 85–102.
- Радионова Э.П., Хохлова И.Е.* Эпизоды биогенного кремнеосаждения Северного Кавказа и прилегающих районов тетической области. Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. № 5. С. 161–169.
- Решения МСК.* Бюллетень региональной Межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып. 1. М.: ЦСП Росгеолфонда, 1989. С. 205.
- Точилина С.В.* Биостратиграфическая характеристика палеоцен-эоценовых отложений Воронежской антеклизы. Систематика и стратиграфическое значение радиолярий // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1975. Т. 226. С. 78–84.
- Anderson O.R.* Radiolarian fine structure and silica deposition // Simpson T.L., Volcani B.E. (eds). Silicon and siliceous Structures in Biological Systems. New York; Heidelberg; Berlin: Springer-Verlag, 1981. P. 347–349.
- Boltovskoy D.* Sedimentary record of radiolarian biogeography in the equatorial to antarctic western Pacific Ocean // Micropaleontology. 1987. V. 33. № 3. P. 267–281.
- Campbell A., Clark B.L.* Radiolaria from the Kreyenhagen Formation near Los Banos, California // Geol. Soc. Amer. Weverly Press. Baltimore. 1945. Mem. 10. 66 p.
- Foreman N.P.* Radiolaria of Leg 10 with systematics and ranges for the families Amphipyndacidae, Artostrobiidae, and Theoperidae // Init. Rep. of the DSDP, Washington. 1973. V. X. P. 407–469.
- Matsuoka A., Anderson O.R.* Experimental and observational studies of radiolarian physiological ecology: 5. Temperature and salinity tolerance of *Dictyocoryne truncatum* // Marine Micropaleontology. 1922. № 19. P. 299–313.
- Petrushevskaya M.G., Kozlova G.E.* Radiolaria: Leg 14. Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. of the DSDP. Washington. V. XIV. 1972. P. 495–647.
- Riedel W.R., Sanfilippo A.* Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians // Micropaleontology. 1978. 24. № 1. P. 61–96.

Рецензент И.А. Басов

УДК 56:551.781(574)

## РАЗВИТИЕ РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ И КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ЭОЦЕН-РАННЕМИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ ВО ВНЕТРОПИЧЕСКОЙ АЗИИ

© 1996 г. М. А. Ахметьев\*, В. Ю. Решетов\*\*

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

\*\*Палеонтологический институт РАН, 117868 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 15.10.94 г.

Рассмотрены основные этапы развития растительного покрова и крупных млекопитающих в эоцен–раннем миоцене Внетропической Азии. Как правило, эти этапы совпадают с резкими рубежами экологических перестроек, связанных с геологическими и палеогеографическими событиями. Узколистная ксероморфная флора бартона сформировалась после закрытия сквозного морского рукава, соединявшего Тетис с арктическим бассейном. Это время совпало с бурной радиацией растительноядных млекопитающих и ростом эндемизма азиатских копытных.

Мезоксерофильная флора с участием как вечнозеленых, так и листопадных растений, часть из которых позже вошла в основное ядро тургайской флоры, существовала во время расцвета бронтотериевой фауны и тапироидов. Гигантские индрикотерии получили распространение в середине олигоцена, когда климат стал более засушливым и появились открытые пространства. В позднем олигоцене в условиях влажного умеренно-теплого климата завершилось формирование листопадной флоры тургайского экотипа. Остатки крупных млекопитающих этого времени почти не сохранились.

**Ключевые слова.** Эоцен, олигоцен, миоцен, бронтотерии, индрикотерии, гомфотерии, тургайская флора, растительность: лесная, болотная, кустарники, травы, климат.

### ВВЕДЕНИЕ

Одним из основных направлений в развитии млекопитающих было приспособление к растительноядности и возникновение у них соответствующих морфологических структур. Ранние этапы перехода млекопитающих от питания животной пищей (насекомые, черви, моллюски и другие беспозвоночные и, вероятно, мелкие позвоночные) к всеядности, а затем растительноядности проходили на фоне смены стереотипа поведения и затрагивали морфологические структуры всего скелета.

В развитии фауны млекопитающих, флоры и растительности Внетропической Евразии в средних ее широтах, начиная со второй половины среднего эоцена и до среднего миоцена включительно, можно выделить ряд временных отрезков, смена которых совпадала во времени с наиболее заметными геологическими и палеогеографическими событиями. Последние выражались в изменении конфигурации береговой линии и пространственного размещения эпиконтинентального бассейна, который простирался в конце среднего эоцена вдоль южной окраины Русской платформы, достигая восточного борта Тургайского прогиба. Далее, следуя по нему к северу, этот бассейн продолжался в пределах Западно-Сибирской низменности. На юго-востоке он распространялся до Средней Азии. На характер растительности,

ландшафтную обстановку и трансформацию биотопов влияла перестройка гидросети и активизация эрозийной деятельности в моменты понижения базиса эрозии при регрессии морского бассейна.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ И КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ

#### Средний эоцен

В среднем эоцене, во второй половине, эпиконтинентальный морской бассейн, отходящий от Тетиса, скорее всего не соединялся с Полярным и в бартонский век он замыкался в районе современного побережья Ледовитого океана или чуть севернее, уже в пределах его современной акватории. Благодаря этому, средние и даже высокие широты Внетропической Азии долгое время “обогревались” подходящим с юга от Тетиса рукавом, формировавшим в пределах Западной Азии субтропический климат с жарким и сухим летом, отчетливо сезонным выпадением осадков в зимнее время, запечатленных в характере растительности. Основным типом зональных лесов конца среднего–начала позднего эоцена, широко распространенных на плакорах в обрамлении прибрежной низменности, были жестколистные вечнозеленые дубово-лавровлистные и реже сме-



шанные леса, в которых наряду с жестколиственными встречались и мезофильные листопадные компоненты. Лишь в северных районах Западной Сибири более заметную роль в составе лесов играли хвойные – сосны на плакорах и таксодиевые – в более обводненных зонах морских побережий. В центральных и северных районах Казахстана, на юге Западной Сибири в составе лесной растительности, судя по составу палинокомплексов нижних горизонтов чеганской свиты, а также такырсорской листовой флоры (Макулбеков, 1972)<sup>1</sup> преобладали секвойи, кипарисы, узколистные ксероморфные дубы типа *Quercus tascurogiana*, падубы, вересковые (*Leucothoe*), лавролистные, разнообразные бобовые, а также протейные и миртовые. Из листопадных им сопутствовали ореховые, тутовые, аралиевые, анакардиевые. По речным долинам вдоль меандрирующих рек, открывавшихся в прибрежную равнину, произрастали узколистные тополя, жестколистные ликвидамбры, восковницы, комптонии, другие мелколистные кустарники (вересковые, миртовые, *Leptespermites*). Комплекс водных и прибрежноводных растений был образован лотосами, кувшинками, имбириевыми, осоковыми, тростниками, водяными папоротниками. Прибрежные равнины периодически отступавшего моря с солончаковыми почвами заселялись галофитами – маревыми, нитрарией, эфедрой, некоторыми вересковыми. В состав этих сообществ входили и пальмы – сабаль и трахикарпус. Роль таксодиевых и ниссы в растительности прибрежной равнины была еще не столь велика как в начале олигоцена. Редколесья саванноидного типа на плакорах в это время уже несомненно получили распространение.

В удаленной от моря Зайсанской котловине по речным долинам и берегам озер в среднем эоцене появились узколистные тополя – предки современных туранговых тополей, ореховые, восковниковые, каштанодубы, ликвидамбры, айланты, ольхи.

Эоцен – время бурной радиации растительноядных млекопитающих. В это время наблюдается рост эндемизма азиатских комплексов копытных. Нарастает их разнообразие, увеличиваются размеры наиболее крупных их представителей (бронтотериид и индрикотериид). Изначально большинство групп растительноядных млекопитающих обладали низкими коронками зубов щечного ряда, что, по наблюдениям за современными копытными, служит свидетельством их питания мягкими частями кустарников и деревьев (листья и побеги). Животные, обладающие высокими коронками зубов, адаптировались к плотоядному и питанию более жесткими частями растений. В эоцене пре-

красный пример разнообразной адаптации к растительноядному представляют непарнопалые. У них происходила перестройка зубного аппарата, лицевого отдела черепа и конечностей. Особенно заметны перемены в строении резцово-клыкового комплекса – важного индикатора захвата растительного субстрата, скусывания, предкоренного ряда – служащего для первичной обработки и “резки” захваченной зеленой массы и коренного ряда – пережевывающих пищу. О широком использовании растительной пищи можно судить по разнообразию форм копытных эоцена Центральной Азии. Заболоченные прибрежные участки населяли коротконогие бронтотерииды, обладавшие резцами и клыками конической формы и низкими коронками зубов щечного ряда, побегающими и листопадными, вероятно, было большинство носорогообразных – гиракодонтов, обладавших легким, адаптированным к бегу скелетом, относительно узкими коронками резцов, коническими клыками, зубами, проявившими тенденцию к увеличению длины коренного ряда. Разнообразие тапирообразных в эоцене Азии (5 семейств, более 12 родов) – косвенное свидетельство высокой продуктивности растительных сообществ этого времени (таблица).

В различных семействах *Tapiroidea* (*Helaletidae*, *Lophealetidae*, *Tapiridae*) наблюдается изменение черепа в соответствии с перестройкой зубной системы и образованием хобота либо подвижной верхней губы. При этом сокращаются носовые кости.

Специализация зубной системы у тапирообразных шла в основном по двум направлениям: 1) достижение билофодонтии (в семействах *Helaletidae*, *Deperetellidae* и *Tapiridae*); 2) образование лофодонтного типа зубов при удлинении внешней стенки – эктолофа (у *Lophialetidae* и *Lophodontidae*), причем это сближает тапироидов с другими *Ceratomorpha*. Увеличение площади жевательной поверхности в первой группе достигается путем моляризации переднекоренных зубов, а трение между верхними и нижними зубами проходило преимущественно вдоль поперечных гребней. Во второй группе животных, с зубным аппаратом лофодонтного типа, площадь жевательной поверхности увеличивается в ряде случаев за счет редукции переднекоренного ряда (особенно у *Breviodontinae*) при относительном увеличении длины ряда коренных зубов. Трение между зубами верхней и нижней челюстей при смыкании происходит также и вдоль эктолофа (в особенности у *Rhodopaginae*).

Среди азиатских *Tapiridae* в некоторых семействах в эоцене происходила усиленная адаптация к бегу в связи с переходом к обитанию в открытых пространствах. У *Lophialetidae*, *Deperetellidae*, а среди *Helaletidae* и *Colodontinae* независимо

<sup>1</sup> Макулбеков Н.М. Эоценовая флора Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 177 с.

Абсолютный возраст, млн. лет	Отдел	Подотдел	Ярус	Типы фаун млекопитающих	Климат	Трансгрессия ⊕ Регрессия ⊖	Болотистые заросли и прибрежные леса	Низменные равнинные леса	Растительность плакоров. Редколесья и саванноидные леса, кустарниковые заросли (растительность полузакрытого и открытого типов)
20	Миоцен	Нижний	Бурдигальский	Гомфотериевый	Семиаридный	⊕	Носороги (брахипотерии), хоботные (платибелодоны), свинообразные (антракотерии) Тугайные леса, тополево-ясенево-ильмовые с кустарниковым подлеском из розоцветных	Хоботные (серридинтусы), жвачные (стефанотемусы, дикроцериусы, лагомериксы). Лиственные леса (ореховые, ильмовые, каштаны), с подлеском из дуба, розоцветных, бобовых	Мастодонты (гомфотерии), непарнопалые (анхитерии), носороги (ацефератерии) жвачные (бовиды). Мелколиственные дубово-дзельковые леса с участием бобовых. Шибляк палиурово-дждубовый, с бобовыми, миртовыми, розоцветными. На ограниченных участках кустарничково-травянистые ценозы
25	Верхний	Хаттский	Парацератериевый	Умеренно-теплый	Антракотерии Таксодиево-тополевые и таксодиево-ильмовые леса с глиптостробусом, ниссой, ольхой, восковниковыми. Прибрежноводные и водные группировки с лотосом, рдестом, нимфейными, ежеголовником, тростником, стрелитцей, апоногетоном, осоковыми	Носороги (протацератерии). Широколиственные и хвойно-широколиственные полидоминантные леса с буком, дубом, дзельквой, пеканом, пышным кустарниковым подлеском; на возвышенных участках плакоров – полузакрытые леса с сосной, дубом			
			Индрикотериевый				Гумидный	Индрикотериевый	

## Окончание

Абсолютный возраст, млн. лет	Отдел	Подотдел	Ярус	Типы фаун млекопитающих	Климат	Трангрессия ⊕ Регрессия ⊖	Болотистые заросли и прибрежные леса	Низменные равнинные леса	Растительность плакоров. Редколесья и саванноидные леса, кустарниковые заросли (растительность полузакрытого и открытого типов)
29.6 30	Оligоцен	Нижний	Рюпельский	/	Умеренно-теплый, временами субтропический		Аминодонты (кадуркодонты), свинообразные (антракотерии). Таксодиево-ниссовые леса и таксодиево-ильмовые леса с сассафрасом, ольхой, тополями, восковниковыми, тростниковыми. Водные и прибрежно-водные группировки с лотосовыми, нимфейными, зингберопсисами, стрелитцией, роголистником	Креодонты (гиенодонты), халикотерииды (схизотерии), гиракодонты (про-гирокодонты). Таксодиево-широколиственные леса с ликвидамбром, платаном, вязом, аилантом, эвкоммией, кленом, липой, дзельквой, каштаном, дубом, кустарником из спиреи, бобовых, ольхи, сумаха, комптонии	Тапиroidы (колодонты), гиракодонты (ардыннии, тенизии, индрикотерии, свинообразные – энтелодонты), жвачные (палеогипсодонты). Дубово-лавролистно-бобовые редколесья с кустарниковыми зарослями шибляка, кустарничковыми ценозами (сумах, палибиния, восковниковые, миртовые)
35 36.4							Верхний	Приабонский	Бронто-териевый
40 42.1	Эоцен	Средний	Баргонский	Диноцератово-кондилартрово-тапиroidный	Субтропический сезонный с жарким летом	⊖  ⊕	<p>Диноцераты (гобиатерии), кондилартры (мезонихиды), тапиroidы (бревиодонты). Гибискусово-тополево-ильмовые леса с кустарниками из бобовых, иезии, унгнадии, купанитеса, заросли из тростника, бамбука, банановых. В водоемах – лотосовые, нимфейные</p>	<p>Тапиroidы (изектолофиды, гелалетиды), бронготерии (протитаны), кондилартры (парафенокодусы). Каштанодубовые леса с каштанопсисом, дзельквой, каркасом, ликвидамбром, фикусом, бобовыми, коричневым лавром, магнолией</p>	<p>Тапиroidы (лофиадетесы), носорогообразные (форстеркуперииды).</p> <p>Секвойево-дубово-лавролистные леса и редколесья с бобовыми, аилантом. Кустарниковые с зарослями из протейных, вересковых, кустарниково-травянистые ассоциации с эфедрой, маревыми, нитрариями, бобовыми</p>

происходило удлинение дистальных отделов конечностей и редукция боковых пальцев кисти (до трех).

### *Поздний эоцен*

Во второй половине позднего эоцена климат повсеместно стал более прохладным с чередованием во времени более засушливых и более увлажненных фаз. В спектре древесных зональных лесов заметно снизилась роль буковых и лавровых, с одной стороны, за счет голосеменных (сосны, метасеквойи, кипарисовых), с другой – за счет мезофильных широколиственных – хурмы, шелковицы, ликвидамбра, корилопсиса, фотергиллы, гамамелиса, ниссы, липы, айланта. В этих лесах возросла роль лиан и прежде всего группы винограда и ампелопсиса. Расширился и таксономический спектр травянисто-кустарниковых форм, куда наряду с лавровыми и восковниковыми, судя по палинологическим данным, стали входить и низкорослые миртовые, розоцветные, а также крапивоцветные, лилейные, зонтичные. В водных и околоводных сообществах еще большую роль стали играть лотос, рдест, тростник, зингиберопсис.

### *Ранний олигоцен*

Флора и растительность первой половины олигоцена по мере развития похолодания, особенно проявившегося в его начале, стали приобретать мезофильные черты. Климат в это время оставался, в особенности в центральных и южных районах Казахстана, отчетливо сезонным. Фазы увлажнения, захватывающие более продолжительные отрезки времени (десятки и первые сотни тысяч лет), сменялись фазами иссушения. Такой “рваный ритм” климатических изменений весьма способствовали преобразованиям растительного покрова и, вероятно, ускорял эволюцию самих растений. На этом фоне автохтонно происходило постепенное (растянутое на несколько миллионов лет) замещение субтропической флоры умеренно-теплой, со все большим усилением в ее составе листопадных (тургайских) элементов. Внедрение теплолюбивых, а позже и умеренно-теплолюбивых мезофильных компонентов, стало особенно усиливаться в связи с отступлением морского бассейна к юго-западу, сначала с территории Западной Сибири и Тургайской впадины, а затем и из Восточного Приуралья. Море оставило после себя обширные прибрежные равнины, которые стали занимать таксодиево-ниссово-ольховые леса. На более открытых пространствах и на засоленных почвах поселялись восковниковые, эфедра, маревые. В сообществах речных долин начавшей формироваться гидросети росли ольхово-тополево-ильмовые

леса, в состав которых как ингредиенты входили ликвидамбры, клены, сумахи, разнообразные ореховые (пекан, лапина, орех, энгельгардия), платаны. Сохранялась еще заметная роль, особенно на плакорах, лавролистных и мелколистных дубов. В горных районах (Алтай) в состав лесов входили хвойные и широколиственные – сосны, метасеквойи, туи, зонтичные сосны, тсуги, березовые, ореховые. Такое распределение таксонов в растительных сообществах раннего олигоцена было выявлено при анализе тафоценозов в Тургайской впадине. Состав локальных флор одного и того же стратиграфического уровня, к которому еще приурочены и массовые находки позвоночных, входящих в так называемый “индрикотериевый” комплекс, различен. В линзах более грубого руслового аллювия обычно доминируют мелкие жесткие листья склерофиллов, сносившихся с плакоров, которые в это время хотя и незначительно возвышались над долинами, но были лучше осушены. Склерофиллы образовывали древесно-кустарниковые редколесья. Сюда входили бобовые, лавровые, буковые, сумахи, вересковые и др. В пойменных и старичных глинистых линзах состав растений в захоронениях был другим. Кроме таксодиевых и травянистых форм наземного покрытия и водных растений (*Typha*, *Arundo*, *Strelitzia*, *Zingiberopsis*, *Nelumbo*, *Salvinia* и др.), типичными представителями рипарийных лесов были тополя, ольхи, ильмы, ореховые и др. Иногда эти две группы тафоценозов пространственно охватывались лишь незначительно разобщены, чередуясь с линзами, содержащими остатки грызунов, хищных и крупных носорогообразных, также принадлежащих различным биотопам. Захоронения такого типа известны из Маныске-Суека и Шинтузая.

В более аридных районах Казахстана, а также в Средней Азии, саванноидные низкорослые леса образовывали бобовые, лавролистные, сумачовые. Среди жестколистных кустарников были туркменский сумах, палибиния, ксероморфные восковницы. Открытые участки, в том числе близ берегов рек, заселялись злаковниками, маревыми, сложноцветными, осоковыми. Климат южных и центральных районов Казахстана в первую половину олигоцена продолжал оставаться сезонным с жарким сухим летом. Таков был характер растительного покрова, на фоне которого заканчивалось существование бронотериевого типа фауны и происходило становление индрикотериевого.

К этому времени относится вымирание адаптированных к влажным условиям непарнопалых (бронотериев), резкое сокращение разнообразия тапироидов. Происходит замена сообществ бронотериев и тапироидов на близких по адаптациям, но более “прогрессивных” болотных носорогов (аминодонтов) и гиракодонтов (ардынгий). Существенно “выросли” гигантские носороги, до-

стигнув в олигоцене максимальных размеров. Питавшиеся водными и околоводными растениями болотные носороги характеризуются сокращением и редукцией резцов – крупными клыками, сокращением ряда предкоренных зубов при увеличении ряда коренных (пережевывающих). У гиеракодонтов (ардыний) наблюдается расширение площади коронок резцов, причем клык становится подобен резцу, увеличивается высота коронок зубов щечного ряда, удлиняются конечности, особенно в дистальных отделах. Гигантские носороги (индрикотерии) утрачивают большую часть резцово-клыкового комплекса за исключением передней пары резцов, превращающихся в подобие небольших бивней, однако низкие коронки зубов щечного ряда показывают, что они питались мягкой растительностью, вероятно, листьями и побегами крон высоких деревьев. Во времени это совпадает со становлением ранних жвачных парноногих, представленных группой трагулид. Зубная система олигоценовых непарноногих демонстрирует широкий спектр адаптации к более жестким растительным субстратам. Происходит расширение площади резцово-клыкового комплекса, моляризация предкоренных зубов, нарастание высоты коронок зубов щечного ряда, укрепление жевательной поверхности их путем усложнения рельефа коронки (возникновение кроше и антикроше), появление цемента, покрывающего коронку, увеличение площади коренных зубов (удлинение коронки  $M_2^2$ ).

В середине олигодена, в соленовское время, с формированием солоноватоводного водоема на месте эпиконтинентального морского климата юга Русской платформы и Казахстана стал более отчетливо сезонным. Произошла смена и отчасти перераспределение основных доминант зональных лесов. Сосновые стали заметно превалировать над таксодиевыми, буковые – над березовыми и ореховыми. На рубеже среднего и позднего олигодена в Зайсанской впадине и прилегающих к ней районах Казахстана господствующими стали хвойно-широколиственные и широколиственные леса с обилием лиан. Родовой спектр этих лесов был сходен со спектром современных лесов Северо-Восточного Китая, Кореи и Южного Приморья. Видовое разнообразие их древесных пород велико. Они образовывали целый ряд самостоятельных лесных формаций. На общей приморской равнине, испещренной водотоками (Тургай, Приаралье) основными лесообразователями в соленовское время выступали таксодиевые и ниссовые (на более заболоченных участках). На плакорах в составе полидоминантных лесов ведущими древесными растениями попеременно выступали тсуга, кедр, лжелиственница, зонтичная сосна, ель, граб, береза или пекан. Более открытые леса и редколесья, особенно в пределах Тургая, были

образованы фисташкой, сумахом, падубами, бобовыми, джуджубой, держи-деревом, каркасом. Пространственно их сменяли сосновые леса и дубравы, в которых еще сохранялись лавровые. Под пологом открытых лесов росли кустарниковые и травянистые бобовые, зонтичные, разнотравные, лилейные, анакардиевые, бересклетовые, маревые (последних в палиноспектрах известного местонахождения Челкар-Тениза до 30%). Возникали и открытые пространства, свободные от древесной растительности и занятые только кустарниково-травянистой. Они, видимо, и служили прибежищем крупным носорогообразным, а также другим млекопитающим, включая многочисленных грызунов.

В рипарийные лесные формации входили болотистые леса по долинам рек с участием ольхи, ниссы, таксодиума, глиптостробуса, тополя, вяза. Подобные леса были распространены и в дельтах крупных рек. Иногда они были отчетливо бидоминантны – тополево-ильмовые с лапиной, бархатным деревом, ясенем, ольхой, березой, ликвидамбром и кленом. По берегам озер, стариц и протоков распространялись крупнозлаковые сообщества с ежеголовником, рогозом, тростником. В ассоциацию водных и прибрежноводных растений продолжали входить сальвинии, а также нимфейные, лотос и рдест, водный орех – трапа, стрелиция. Они служили хорошим прибежищем для черепаш-триониксов. Здесь же, вероятно, обитали болотные носороги, тапирообразные. Таков был тип зональной и интразональной растительности, названный А.Н. Криштофовичем тургайской, на ее ранней стадии развития с середины олигодена, когда даже среди лесообразователей могли сохраняться реликты эоценовых субтропиков.

### *Поздний олигоцен*

В позднем олигодене и вначале аквитана с активизацией эрозионных процессов, вызванных дальнейшей регрессией морского бассейна, и по мере дальнейшего похолодания, среди доминант лесной растительности главенствующую роль заняли темнохвойные и умеренно-теплолюбивые сережкоцветные – граб, хмелеграб, береза, ореховые. По речным долинам из-за лучшего дренирования почв, связанного с понижением базиса эрозии, леса из болотного кипариса и глиптостробуса сменились березово-ореховыми. По берегам речных водоемов главная роль по-прежнему принадлежала крупнозлаковым ценозам.

Граница аридной и гумидной зон в конце соленовского века – начале позднего олигодена маркируется в Казахстане сменой красноцветных глинистых толщ-бетпакадалинской и сарыинской свит одновозрастными им зеленоцветными и сероцветными челкарнурийской в Тургае и чиликтинской в Приаралье. Пересекая несколько западнее

г. Аральска верховья Тургая, эта граница спускалась к югу в районе восточных чинков Челкар-Тениза (Атамбас-чинк), уходя далее в юго-восточное Приаралье. Характерно, что именно в экотонной (переходной зоне) по обе стороны этой границы и сосредоточено большинство местонахождений "индрикотериевой" фауны.

В области формирования красноцветных толщ климат носил более отчетливо сезонный характер, растительный покров был более мозаичным с широким спектром лесных формаций. В середине позднего олигоцена климат, в том числе на юге и востоке Казахстана, стал более гумидным, значительно ослабилась дифференциация растительного покрова. Мезофильные хвойно-широколиственные и широколиственные леса в это время стали распространяться на территорию Средней Азии и даже Северо-Западного Китая.

Количество находок ископаемых позвоночных и разнообразие комплексов в верхнеолигоценовых отложениях резко падает. Если местонахождений с остатками индрикотериев насчитывается десятки, то его непосредственный потомок (парацератерий), наиболее крупный из носорогообразных, известен лишь в единичных захоронениях. На поздний олигоцен приходится расцвет лесной мезофильной листопадной тургайской флоры, богатейшими местонахождениями которой являются широко известный Ашутас и многие местонахождения Тургая и Приаралья из верхних горизонтов чиликтинской и чаграйской свит и их возрастных аналогов.

#### *Ранний миоцен*

В начале неогена, во время накопления аральской свиты, климат опять обрел черты сезонности и большей сухости. Буковые (на возвышенностях) и березово-ореховые (в низинах) леса стали вновь постепенно замещаться сосново-дубовыми. Изменилась и ландшафтная обстановка. Обширные пространства оказались занятыми озерными бассейнами. В Азии начался так называемый "великий озерный этап" (по В.В. Лаврову). В растительном покрове все большую роль стали играть кустарники и травы. Роль древесных пород, наоборот, падала. Находки нижнемиоценовых листовых флор на территории Казахстана редки и для интерпретации характера растительного покрова приходится прибегать к данным палинологии. С началом новой аридизации тургайские мезофильные элементы теряют свое значение, переходя отчасти в состав азональных группировок,

а в зональных заменяются мезоксерофильными, потомки которых до сих пор сохраняются в Восточном Средиземноморье. Кушукская флора поражает почти полным отсутствием хвойных, мелколиственностью, как древесных, так и кустарниковых форм (каштан, орех, птерокарии, вяз, дзельква). Палинокомплексы озерных фаций аральской свиты отличаются от олигоценовых. Они отражают новый тип зональной растительности с участием трав и кустарников, небольшим количеством древесных пород, среди которых отмечаются сосна, ель, дуб, липа, береза, ольха, ива, вяз. На юге более заметное место в комплексах принадлежит каштану, каркасу, грабу, кленам, дзелькве, лапине. В это время, судя по появлению злаков, уже возникают ассоциации, из которых впоследствии развивались степные. В их составе — маревые, бобовые, розоцветные, карнофилловые, гречишные, зонтичные, вересковые, изредка — злаковые. В водоемах обитали рдест, ежеголовниковые, мириофилломы, лотосы. Более разнообразен состав эфедр. Встречаются псаммофиты — каллигонум и др. В более северных районах — на юге Западной Сибири — леса также начинают утрачивать типичный "тургайский" облик. Их постепенно начали замещать сообщества, образованные современными сибирскими видами.

В леса кустарниково-степного пояса Тянь-Шаня и Памиро-Алая вошли некоторые тургайские элементы, сохранявшиеся в них и в неогене: орех, клен, ясень и др.

На начало миоцена приходится вымирание парацератериевого комплекса копытных Центральной Азии. Происходит смена основных групп. Место гигантских носорогов начинают занимать экологически близкие им мастодонты (гомфотерии), болотные носороги (аминодонты) замещаются настоящими носорогами (брахипотериями), "бегающие" гиаконды (ардынни и аллоцеропсы) близкими им по адаптации, но более крупными ацератериями. Начинается расцвет жвачных парноногих и формирование их основных семейств.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прослеженная динамика изменения растительных сообществ и млекопитающих отражена в таблице.

Статья выполнена при поддержке гранта РФФИ № 93-05-09087.

Рецензент А.Г. Пономаренко

УДК 574.9(564.1:551.781.5)

## ЗООГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕОЛИГОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ ПО ДВУСТВОРЧАТЫМ МОЛЛЮСКАМ

© 1996 г. С. В. Попов

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

Поступила в редакцию 21.01.94 г.

Основным отличием в распределении моллюсков морей Западной Евразии в хатте по сравнению с предшествовавшими периодами было повышение степени общности всех комплексов за счет сглаженности климатических барьеров и расширения ареалов родов и видов. Североевропейская и Средиземноморская подобласти продолжали существовать, но между ними появилась широкая переходная зона. В составе Североевропейской подобласти по-прежнему выделялись Германская и Восточнопаратетическая провинции.

**Ключевые слова.** Биогеография, палеоген, двустворчатые, Тетис, Паратетис.

Развитие морской бентосной фауны второй половины олигоцена происходило в обстановке общей регрессии моря и начавшейся активизации движений Альпийской складчатости. В бассейнах Западной Европы море отступило и накапливались преимущественно континентальные осадки. Сократилась площадь морских бассейнов и в Южной Европе. Тем не менее Паратетис в начале хаттского времени получил связь с Норвежско-Гренландским морем, а позднее и с Тетисом. Осадконакопление и развитие фауны здесь происходили в обстановке мягкого климата, вероятно, без резких климатических барьеров в условиях положительных движений и денудации, обеспечивавших поставку в бассейны песчаных осадков. Особенности материала и методики были изложены в первой статье этой серии (Попов, 1994). Проведенная ревизия олигоценовых моллюсков (Попов и др., 1993) позволила свести в единый список состав моллюсков рассматриваемой территории (табл. 2) и пользоваться сопоставлениями видов (табл. 3). Для сокращения списка виды, известные лишь из одного региона, обозначены цифрами, означающими число специфичных видов рода (подрода) в данном регионе.

### ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ

В Северной Африке хаттские комплексы моллюсков по-видимому, не известны.

**Южная Европа.** Единственный представительный комплекс моллюсков описан в Северной Италии (Venzo, 1937; Accordi, 1955). По данным этих авторов отсюда известно более 100 видов 64 родов и подродов (табл. 2, рис. 1), среди которых имеются такие тропические и субтропические роды, как *Trisidos*, *Spondylus*, *Florimetis*, *Crassatella* s.s., *Cardium* s.s., *Vepricardium*, *Trachycardium*, *Venus* s.s.

10 родов и около 60% видов в основном из числа этих наиболее тепловодных таксонов не известны за пределами Южной Европы (группа I в табл. 2). Но значительную часть этого комплекса составляли виды широкого географического распространения (22%), еще более многочисленными были виды, общие с бассейнами Центральной Европы. Продолжала увеличиваться доля видов североевропейского происхождения в тетисной фауне: в качестве новых вероятных мигрантов из морей Северо-Западной Европы можно назвать *Astarte concentrica*, *Nemocardium cingulatum*, *Arctica rotundata*, *Callista reussi*, *Gari angusta*.

**Закавказье.** На территории Армении хаттская морская фауна не известна – здесь уже не было морского бассейна. В Грузии комплекс хаттских моллюсков не очень представительен – 33 вида, в нем имеются такие тепловодные субтропические формы как *Arca biangula*, *Barbatia (Obliquarca)*, *Isognomon*, *Argoragia*, *Corbula (Caryocorbula)*. Однако эти роды и подроды представлены широко распространенными видами, тетисных форм среди них нет.

**Центральная Европа.** Хаттские (верхнекишцельские и нижнегерские) отложения Центральной Европы – Венгрии, Румынии, Австрии – включают богатые, представительные комплексы двустворчатых моллюсков, очень интересные с зоогеографической точки зрения: эта фауна обнаруживает большое сходство как с составом моллюсков Южной Европы, так и с моллюсками Северо-Западной Европы. Комплексы Центральной Европы достаточно близки между собой ( $K_n = 0.60–0.72$ , табл. 1) и содержат многочисленные тепловодные, субтропические и даже тропические роды (*Pinctada*, *Isognomon*, *Crassatella*, *Linga*, *Megacardita*, *Cardium* s.s., *Vepricardium*). Среди тепловодных моллюсков 19 видов общих со

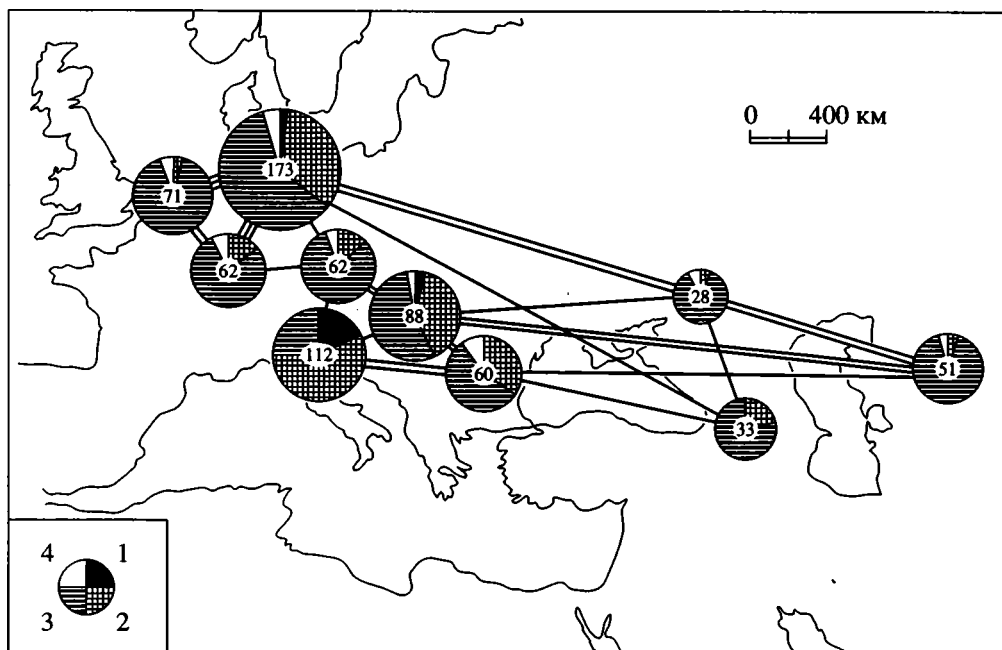


Рис. 1. Круговые диаграммы богатства и степени тепловодности комплексов двустворчатых моллюсков хатта. Площадь кругов пропорциональна числу видов, которое обозначено в центре круга:

1 – относительная доля видов тропических родов; 2 – то же, для тропическо-субтропических; 3 – широко распространенных; 4 – преимущественно бореальных. Линии, соединяющие круги, показывают степень близости состава комплексов.

Средиземноморьем (табл. 2) и неизвестных в более северных комплексах. В их числе такие характерные с эоцена для тетисной фауны виды как *Pecten arcuatus*, *Picnodonte brongniarti*, *Crasatella carcarenensis*, а также возникшие, вероятно, в Средиземноморье новые виды – *Pecten (Flabel-*

*lipecten) burdigalensis*, *Megacardita arduini*, *Lutraria oblonga*, *Peronaea planata*, *Venus multilamella*, *Pholadomya alpina*, многие из которых в миоцене стали широко распространенными и в северных комплексах. В то же время не менее велика доля видов, сближающих эти комплексы с северными

Таблица 1. Сопоставление видового состава двустворчатых моллюсков хатта Западной Евразии. Коэффициенты Престона

Регион	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1. Италия	112	0,69	0,72	0,76	0,80	0,90	0,90	0,89	0,90	0,87
2. Румыния	22	60	0,69	0,71	0,71	0,82	0,86	0,84	0,86	0,85
3. Венгрия	34	28	88	0,60	0,61	0,72	0,73	0,85	0,80	0,81
4. Австрия	28	24	40	62	0,72	0,76	0,81	0,84	0,87	0,85
5. Бавария	20	22	34	20	62	0,61	0,56	0,79	0,74	0,73
6. Бельгия + Нидерланды	12	15	28	23	31	71	0,49	0,80	0,70	0,68
7. Северная Германия–Дания	20	17	39	26	45	58	173	0,73	0,89	0,75
8. Грузия	9	9	10	10	11	12	20	33	0,85	0,91
9. Причерноморье, Волго-Дон	7	7	11	8	12	15	20	6	28	0,45
10. Закаспий	11	11	16	12	17	23	27	6	22	51

Число общих видов

Число видов

Примечание. Полу жирные цифры по диагонали – число видов в комплексах. Заштрихованы значимые коэффициенты Престона; двойной штриховкой показаны коэффициенты, демонстрирующие наиболее тесную связь (пороговые значения см. Попов и др., 1993, Попов, 1994).



**Таблица 2.** Распространение видов двустворчатых моллюсков в позднеолигоценовых бассейнах Западной Евразии (цифрами обозначено число видов, известных лишь из одного региона)

Виды	Географическое распространение									
	Италия	Румыния	Венгрия	Австрия	Бавария	Бельгия, Нидерланды	Северная Германия + Дания	Грузия	Причерноморье, Волго-Донской регион	Закаспий
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>I. Распространение ограничено бассейном Тетис</b>										
<i>Barbatia (Barbatia)</i>	3			?						
<i>Anadara</i>	2									
<i>Trisidos</i>	2									
<i>Glycymeris</i>	4									
<i>Chlamys (Aequipecten)</i>	8									
<i>Spondylus</i>	2									
<i>Lucina</i>	4									
<i>Megaxinus</i>	3									
<i>Anodontia fragilis (Phil.)</i>	+									
<i>Florimetus lamellosa (Lmk.)</i>	+									
<i>Chama</i>	3									
<i>Cardita</i>	3									
<i>Cardiocardita</i>	3									
<i>Carditamera (Lazariella) desioi (Venzo)</i>	+									
<i>Astarte aff. solida Desh.</i>	+									
<i>Crassatella oligocenica Rov.</i>	+									
<i>Trachycardium</i>	2									
<i>Loxocardium distinguendum (May.)</i>	+									
<i>Plagiocardium fallax (Micht.)</i>	+									
<i>Nemocardium (Nemocardium)</i>	3									
<i>N. (Habecardium) peracutum (Rov.)</i>	+									
<i>Lutraria latissima Desh.</i>	+									
<i>Tellina granconensis Opp.</i>	+									
<i>Arctica stefaninii (Venzo)</i>	+									
<i>Glossus justinensis (May.)</i>	+									
<i>Venus (Venus)</i>	3									
<i>V. (Ventricoloidea) praecursor (May.)</i>	+									
<i>Clausinella</i>	3									
<i>Chione delbosi (Micht.)</i>	+									
<i>Tapes destefanii (Canest.)</i>	+									
<i>Dosinia basteroti (Agas.)</i>	+									
<i>Callista lesbarritzensis (Coss.)</i>	+									
<b>II. Виды, общие для Средиземноморья и Центральной Европы</b>										
<i>Pecten (Pecten) arcuatus Br.</i>	+		+							
<i>P. (Flabellipecten) burdigalensis Lmk.</i>	+	+	+							
<i>Chlamys (Aequipecten) northamptoni (Mich.)</i>	+		+							

Таблица 2. Продолжение

Виды	Географическое распространение									
	Италия	Румыния	Венгрия	Австрия	Бавария	Бельгия, Нидерланды	Северная Германия + Дания	Грузия	Причерноморье, Волго-Донской регион	Закаспий
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Pycnodonte brongniarti</i> Br.	+		+							
<i>Megaxinus deperdita</i> (Micht.)	+		+							
<i>Megacardita arduini</i> (Br.)	+		+							
<i>Crassatella carcarenensis</i> Mich.	+		+	+						
<i>Cardium bukkianum</i> Roth.	+		+							
<i>Vepricardium egerense</i> (Roth.)	+		+							
<i>Nemocardium</i> ( <i>Habecardium</i> ) <i>semilineatum</i> (Koen.)	+		+	+						
<i>Lutraria angusta precedens</i> Venzo	+	+								
<i>L. oblonga</i> (Chemn.)	+	+	+	cf.						
<i>Peronaea planata</i> (L.)	+		+							
<i>Macoma elliptica</i> Br.	+		+							
<i>Venus</i> ( <i>Ventricoloidea</i> ) <i>multilamella</i> Lmk.	+	+	+							
<i>Nitidavenus subarata</i> (Sandb.)			+							
<i>Corbula</i> ( <i>Caryocorbula</i> ) <i>carinata</i> Duj.	+	+	+							
<i>Pholadomya</i> ( <i>Pholadomya</i> ) <i>alpina</i> (Math.)	+			+						
<i>Thracia bellardi</i> (Pict.)	+	+	+							
<i>Clavagella oblita</i> Mich.	+		+	+						
III. Виды, известные только в Центральной Европе										
<i>Nucula</i> ( <i>Nucula</i> ) <i>mayeri</i> Hörn.			+							
<i>Nuculana</i> ( <i>Costatoleda</i> ) <i>psammobiaeformis</i> (T. Roth.)		+	+							
<i>N.</i> ( <i>Saccella</i> )			2							
" <i>Nuculana</i> " <i>korobkovi</i>			+							
<i>Saturnia raulini</i> Coss., Peyr.			+							
<i>Anadara gumbeli</i> May.			+	+						
<i>Arcopsis</i>			1	1						
<i>Trinacria oligocenica</i> Baldi			+							
<i>Glycymeris latiradiata</i> Sandb.			+	+						
<i>Mytilus aquitanicus</i> May.		+	+	+	+					
<i>M. galloprovincialis dilatatus</i> Phil.		+								
<i>Modiolus taurinensis</i> (Bon.)				+						
<i>Chlamys</i>			1	1						
<i>Propeamussium</i>			2							
<i>Palliolum</i> ( <i>Palliolum</i> ) <i>incomparabile</i> Risso			+	+						
<i>P.</i> ( <i>Delectopecten</i> ) <i>unguiculus</i> (May.)			+							
<i>Spondylus crenellaeformis</i> Nosz.			+							
<i>Acesta miocenica</i> Sism.			+							
<i>Kiscellima cancellata</i> (Hofm.)			+							
<i>Limaria langniana</i> Sacco			+							

Таблица 2. Продолжение

Виды	Географическое распространение									
	Италия	Румыния	Венгрия	Австрия	Бавария	Бельгия, Нидерланды	Северная Германия + Дания	Грузия	Причерноморье, Волго-Донской регион	Закаспий
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Cubitostrea frondosa</i> (de Sir.)		cf.		+						
<i>Crassostrea aginensis</i> (Tour.)		+		+						
<i>Lucina</i> sp.			+							
<i>Linga oligobliqua</i> (Sacco)		+								
<i>L. agassisi</i> (Mich.)			+							
<i>Gonimyrtea intercalata</i> (Hözl)		+								
<i>Saxolucina incrassata</i> (Orb.)		cf.		+						
<i>Saxolucina</i>			2							
<i>Divalinga regaultiana</i> (Desh.)			+	+						
<i>Loripes dentatus</i> (Defr.)		+								
<i>Thyasira vara</i> Kor.			+							
<i>Glans ruginosa</i> Cos., Peyr.			+							
<i>Cardiocardita monilifera</i> Duj.			+							
<i>Crassatina bosqueti</i> Koen.			+							
" <i>Cardium</i> " <i>deminutum</i> Hözl		+								
<i>Laevicardium praesandbergeri</i> Hözl		+								
<i>Acanthocardia bojora</i> (May.)		+	+							
<i>Cerastoderma</i>		2								
<i>Lutraria</i>		3		1						
<i>Solen parvus</i> Hözl			+							cf
<i>Cultellus budensis</i> Baldi			+							
<i>Aquincosiliqua hermati</i> (Nosz.)			+							
<i>Capsa lacunosa</i> Chern.			+							
<i>Arcopagia subelegans</i> Orb.			+							
<i>Gari</i> (Gobreus)		4								
<i>Abra budensis</i> Hofm.			+							
<i>Congerina</i>		3								
<i>Polymesoda</i> (Batissa)		2								
<i>Pelecypora</i> ( <i>Cordiopsis</i> ) <i>boehmi</i> (Hözl)		+								
<i>Corbula applanata</i>				+						
<i>Lentidium</i>		2								
<i>Pholadomya</i> ( <i>Pholadomya</i> )			2							
<i>Cuspidaria</i>			3							
<i>Cardiomya noszkyi</i> Baldi			+							
<i>Pecchiolia argentea</i> Mar.			+							
<b>IV. Широко распространенные виды</b>										
<i>Arca biangula</i> Lmk.	+		+	+			+	+		
<i>Glycymeris lunulata</i> (Nyst.)	+		+	cf	+	+	+	+	+	+

Таблица 2. Продолжение

Виды	Географическое распространение									
	Италия	Румыния	Венгрия	Австрия	Бавария	Бельгия, Нидерланды	Северная Германия + Дания	Грузия	Причерноморье, Волго-Донской регион	Закаспий
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Isognomon maxillatus</i> (Lmk.)	+		+	+			+	cf		
<i>Anomia striata</i> Br.	+					+				
<i>Crassostrea cyathula</i> (Lmk.)	+	+	+	+	+		+			
<i>Licinoma borealis</i> (L.)	+		+	+	+		+	+	+	cf
<i>Astarte concentrica</i> Goldf.	+				+		+			
<i>A. kickxii</i> Nyst.	+				+		+			
<i>Parvicardium michelottii</i> (Desh.)	+							+		
<i>Nemocardium (Habecardium) cingulatum</i> (Goldf.)	+			+	+		+			+
<i>N.(H.) tenuisulcatum</i> (Nyst.)	+	+	+	+	+	+	+			
<i>Gari (Psammotaena) angusta</i> (Phil.)	+	+	+		+	+	+			+
<i>Azorinus antiquatus</i> Pult.	+		+							+
<i>Arctica rotundata</i> (Ag.)	+	+	+	+	+	+	+		+	+
<i>Glossus subtransversus</i> (Orb.)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Polymesoda brongiarti</i> (Bast.)	+	+	+					+		
<i>Callista splendida</i> (Mer.)	+	+	+	+	+	+	+			
<i>C. reussi</i> (Spey.)	+				+	+	+	+		
<i>Pelecypora (Cordiopsis) westendorpi</i> (Nyst.)	+	+	+	+	+	+	+	+		+
<i>Corbula (Varicorbula) gibba</i> (Ol.)	+	+	+		+	+	+	+	+	+
<i>Panopea intermedia</i> (Sow.)	+	+		+	+	+	+	cf	+	+
<i>P. meynardi</i> (Desh.)	+	+	+	+	+	+	+			cf
<i>Pholadomya (Bucardiomya) pushi</i> Goldf.	+	+	+	+	+	+	+			
<i>Thracia ventricosa</i> Phil.	+	+	+	+	+	+	+			
V. Виды, отсутствовавшие в бассейне Тетис										
<i>Nucula (Nucula) schmidti</i> Glib.			+		+	+	+			
<i>N.(N.) nucleus</i> L.			+	cf		+				
<i>N. (Lamellinucula) comta</i> Goldf.			+	+	+	+	+	cf	+	+
<i>Leionucula burdigalica</i> (Cos. Peyr.)			+							cf
<i>L. laevigata</i> (Sow.)				+	+	+	+		+	+
<i>Yoldia glaberrima</i> (Münst.)			+	+	+		+			
<i>Limopsis (Pectunculina) retifera</i> Semp.			+	+			+			
<i>Glycymeris obovata</i> (Lmk.)				+		+	+			
<i>Mytilus acutirostris</i> Sandb.		+				?		cf		+
<i>Modiolus dunkeri</i> (Sp., Koen.)			+				+			+
<i>Musculus philippii</i> Wolf.			+				+			
<i>Arcoperna micans</i> (Br.)			+	+	+	+	+			
<i>Atrina pectinata</i> (L.)				cf			+			
<i>Pinctada phalaenacea</i> (Lmk.)			+	cf	+		+			
<i>Pteria hirundo</i> L.			+				+			

Таблица 2. Продолжение

Виды	Географическое распространение									
	Италия	Румыния	Венгрия	Австрия	Бавария	Бельгия, Нидерланды	Северная Германия + Дания	Грузия	Причерноморье, Волго-Донской регион	Закаспий
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Chlamys (Aequipecten) picta</i> Goldf.			+	+			+		+	+
<i>Palliolum decussatum</i> (Münst.)			+	+		+	+			
<i>Spondylus tenuispina</i> Sandb.				cf			+			
<i>Anomia ephippium</i> (L.)			+	+			+			
<i>Pycnodonte callifera</i> Lmk.		+	+	+	+	+	+	+		+
<i>Lucinoma barrandei</i> (May.)				+						+
<i>Gonimyrtea schloenbachi</i> (Koen.)			+			+	+			
<i>Diplodonta rotundata</i> Mont.			+	+		+				
<i>D. trigonula</i> (Br.)		+						+		
<i>Felaniella fragilis</i> (Sandb.)			+		+	+	+			
<i>Scalaricardita orbicularis</i> (Sow.)			+		+	+	+		+	cf
<i>Astarte (Astarte) gracilis</i> (Münst.)			+		+	+	+		+	cf
<i>Parvicardium neglectum</i> (Hözl)		+	+		+			+		
<i>Ensis hausmanni</i> (Goldf.)			+		+	+	+			+
<i>Siliqua nysti</i> Desh.			+				+		+	
<i>Angulus (Angulus) nysti</i> Desh.		+	+	+	+	+	+		+	+
<i>A. (Moerella) posterus</i> Beyr.			+		+	+	+			+
<i>Solecurtus basteroti</i> Des Monl.			+		+		+			
<i>Callista (Costacallista) beyrichi</i> (Semp.)		+	+	+	+	+	+	+		
<i>Dosiniopsis sublaevigata</i> (Nyst)			+			+				
<i>Janschinella vinogradskii</i> (Merkl.)		+							+	
<i>Corbula (Corbula) basteroti</i> Desh.			+		+	+				
<i>C. (Lenticorbula) helmersenii</i> (Mich.)		+								+
<i>Hiatella arctica</i> (L.)			+			+	+			
<i>Teredo</i> sp.				+			+			
<i>Cuspidaria clava</i> Beyr.			+	+	+		+			
<i>C. cuspidata</i> (Ol.)			+	+		+				+
VI. Виды, встреченные в Северной Европе и Восточном Паратетисе										
<i>Nucula (Lamellinucula)</i>							2			
<i>Nuculana (Saccella) westendorpi</i> (Nyst)					+		+			
<i>N. (S.) gracilis</i> (Desh.)						+	+	+		+
<i>N. (Jupiteria) pygmaea</i> (Münst.)					+	+	+	+		+
<i>N. (J.) nana</i> Koen.										+
<i>Yoldia strucki</i> (Wiech.)							+			
<i>Barbatia (Barbatia)</i>							2			
<i>B. (Obliquarca) modioliformis</i> (Desh.)								+		
<i>B. (Cucullaearca) scabrosa postera</i> (Sandb.)							+			
<i>Acar aff. dentiens</i> (Coss., Peyr.)							+			

Таблица 2. Продолжение

Виды	Географическое распространение									
	Италия	Румыния	Венгрия	Австрия	Бавария	Бельгия, Нидерланды	Северная Германия + Дания	Грузия	Причерноморье, Волго-Донской регион	Закаспий
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Batharca bellula</i> (Wiech.)							+			
<i>Batharca</i> sp.										+
<i>Arcopsis pretiosa</i> (Desh.)							+	cf		
<i>Limopsis</i> ( <i>Limopsis</i> ) <i>aurita</i> (Br.)							+			
<i>L.</i> ( <i>Pectunculina</i> ) <i>goldfussi</i> Nyst							+	+		
<i>Nucinella dobergensis</i> (Lien.)							+			
<i>Glycymeris agnosta</i> Jan.							+			
<i>G. philippi</i> (Desh.)						+	+			
<i>Mytilus chatticus</i> Gor.							+			
<i>Septifer gramiliferus</i> (Spey.)					+		+			
<i>Modiolula pygmaea</i> (Phil.)							+			
<i>Crenella beyrichi</i> (Spey.)							+			
<i>Gregariella</i> sp.							+			
<i>Modiolus penndorfi</i> (Görg.)							+			
<i>M. katscharavai</i> (Char.)								cf		
<i>Musculus stenbergensis</i> And.							+			
<i>V. tamiensis</i> Mir.										+
<i>Lithophaga caeca</i> Str.							+			
<i>Isognomon heberti</i> (Coss., Lamb.)							+			
<i>Chlamys</i> ( <i>Hilberia</i> ) <i>bifida</i> (Münst.)						+	+		+	+
<i>Ch.</i> ( <i>Hilberia</i> )							4			
<i>Ch.</i> ( <i>H.</i> ) <i>hoeninghausi</i> (Defr.)						+	+			+
<i>Propeamussium</i> ( <i>Parvamussium</i> ) <i>pygmaeum</i> (Münst.)							+			
<i>Palliolum</i> ( <i>Palliolum</i> )							3			
<i>P.</i> ( <i>P.</i> ) <i>hausmanni</i> (Goldf.)					+		+			
<i>P.</i> ( <i>P.</i> ) <i>striatocostata</i> (Goldf.)						+	+			
<i>P.</i> ( <i>Delectopecten</i> ) <i>simile</i> (Lask.)						+	+		+	+
<i>Plicatula casselensis</i> (Jan.)							+			
<i>Anomia bullata</i> Phil.					+		+			
<i>A. asperella</i> Phil.							+			
<i>A. goldfussi</i> Desh.						+	+	cf	cf	
<i>Placuna philippi</i> (Sp.)						+	+			
<i>Pododesmus</i> ( <i>Heteranomia</i> ) <i>squamula</i> (L.)							+			
<i>Limaria sandbergeri</i> (Desh.)							+			
<i>Limatula</i>							2			
<i>Limea</i> ( <i>Notolimea</i> ) <i>nysti</i> (Spey.)							+			
<i>Ostrea</i> sp.								+		
"O." <i>nettelbladi</i> Weich.							+			

Таблица 2. Продолжение

Виды	Географическое распространение									
	Италия	Румыния	Венгрия	Австрия	Бавария	Бельгия, Нидерланды	Северная Германия + Дания	Грузия	Причерноморье, Волго-Донской регион	Закавказье
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Lucinoma praecedens</i> (Koen.)					+	+				
<i>Parvilucina thierensi</i> (Heb.)							+			
<i>Megaxinus</i> ( <i>Gibbolucina</i> ) <i>gibbosula</i> Lmk.										cf
<i>Saxolucina omalusi</i> (Desh.)										cf
<i>Codalucina tenuistria</i> (Heb.)								cf		
<i>Ctena squamosa</i> (Lmk.)							+			
<i>Paralucinella undulata</i> (Lmk.)						+	+			
<i>Thyasira</i>						1	1			1
<i>Diplodonta speyeri</i>							+			
<i>Felania schmidti</i> (Gorg.)							+			
<i>Spaniorinus</i>						2	1			
<i>Pteromeris laevigata</i> (Spey.)						+				
<i>Scalaricardita</i>							2			
<i>S. depressa</i> (Koen.)							+			
<i>Carditopsis clara</i> (Koen.)								+		
<i>Astarte</i> ( <i>Astarte</i> ) <i>henkeliusiana</i> Nyst					+		+			
<i>A. (A.) pygmaea</i> Münst.						+	+			
<i>A. (A.) trapeziformis</i> (Spey.)							+			
<i>A. (A.) goldfussi</i> Hind.					+	+	+			
<i>A. (Laevastarte) angulata</i> (Lehm.)							+			
<i>A. (Digitariopsis) propinqua</i> (Goldf.)						+	+			
<i>A. (D.) falsopropinqua</i> (Jans.)							+			
<i>A. (Digitaria) koeneni</i> (Spey.)						+	+			
<i>Goodallia laevigata</i> (Spey.)						+	+			
<i>Grotrania lunularis</i> (Phil.)							+			
<i>G. semicostata</i> Spey.						+	+			
<i>Crassatina</i> ( <i>Chattonia</i> ) <i>astarteiformis</i> Nyst							+			
<i>Plagiocardium abundans</i> (Liv.)									+	+
<i>Parvicardium kochi</i> (Semp.)					+		+			
<i>P. lamberti</i> (Cossm.)								+		
<i>P. scobinula</i> (Desh.)						+	+			
<i>P. nikolaevae</i> Merk.									+	
<i>Cerastoderma mutabile</i> Pop.									+	+
<i>C. karaschokense</i> Merk.								cf	+	+
<i>C. prigorovskii</i> Bog.									+	+
<i>C. chamidi</i> (Bel.)										+
<i>Nemocardium</i> ( <i>Habecardium</i> ) <i>excomatulum</i> (Gl, Poel)					+	+	+	+		
<i>Mactra</i> sp.								+		

Таблица 2. Окончание

Виды	Географическое распространение									
	Италия	Румыния	Венгрия	Австрия	Бавария	Бельгия, Нидерланды	Северная Германия + Дания	Грузия	Причерноморье, Волго-Донской регион	Закаспий
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Spisula (Spisula) subtruncata</i> (Da C.)					+	+	+			
<i>S. (Pseudoxyperas) westphalica</i> (Gorg.)							+			
<i>Cultellus roemeri</i> Koen.				cf		+	+			+
<i>Siliqua</i>							1			2
" <i>Tellina</i> " <i>pusilla</i> Phil.					+	+				
<i>T. (Elliptotellina) longiuscula</i> Koen.							+			
<i>Angulus (Moerella) casselensis</i> (Jan.)							+			
<i>Peronae aquitanica</i> (May.)							+			
<i>Arcopagia</i>					1		1	1		
<i>Abra bosqueti</i> (Semp.)					+	+	+			
<i>Solecurtus philippi</i> (Spey.)						+	+			
<i>Pygocardia cyprinoides</i> (Sandb.)						+	+		+	+
<i>Trapezium usturtense</i> (Il.)										+
<i>Alveinus nitida</i> (Reuss.)							+			
<i>Miocardiopsis supraoligocenica</i> Jan.							+			
<i>Polymesoda convexa</i> (Bron.)					+		+			
<i>Venus (Ventricoloidea) koeneni</i> Lien.							+			
<i>Callista</i>							3			
<i>Pitar (Calpitaria) andersoni</i> Jan.							+			
<i>Janschinella garetzkii</i> (Merk.)									+	+
<i>Sphenia</i>							1			1
<i>Corbula (Caryocorbula)</i>							2			
<i>Lentidium</i>							1		cf	1
<i>Spheniopsis depressa</i> Koen.							+			
<i>S. plana</i> Koen.					+		+			
<i>Gastrochaena langewieschei</i> Gorg.							+			
<i>Panopea woodwardi</i> Koen.										+
<i>Cyrtodaria angusta</i> (Nyst, West.)						+	+		+	+
<i>Panomya koeneni</i> (St.)							+			
<i>Turmeria planulata</i> (Gorg.)							+			
<i>Jwannetia neuvillei</i> Coss.							+			
<i>Lyonsia obovata</i> Koen.					+		+			
<i>L. heckeri</i> Merk.										+
<i>Thracia</i>							2			
<i>Poromya hanleyana</i> Wiech.							+			
<i>Cuspidaria subcuspidata</i> Orb.							+			
<i>C. praecuspidata</i> Gil., Th.						+	+			
<i>Cardiomya kochii</i> (Phil.)						+	+			
<i>Verticordia aff. punctata</i> Heer.							+			
Число видов	112		88		62		173		28	
Число родов и подродов	64	60	73	62	47	71	111	33	25	51
		39		49		56		30		46



фаунами. Среди них также есть очень характерные *Chlamys picta*, *Spondylus tenuispina*, *Gonimyrtea schloenbachi*, *Scalaricardita orbicularis*, *Astarte gracilis*, *Callista beyrichi* и др. При этом приходится учитывать, что на протяжении позднекишцельского и эгерского времени зоогеографический характер этой фауны значительно изменился: по данным Бальди (Baldi, 1973, 1986) в кишцельских и раннеэгерских комплексах преобладали северо-европейские виды (около 40 в венгерских комплексах) и “эндемики Паратетиса” (около 100 видов, включая и гастропод); среди последних виды, известные только из Венгрии (60%), остальные указываются в комплексах Центральной Европы; виды, общие с Восточным Паратетисом, единичны.

Во второй половине эгерского времени доля средиземноморских иммигрантов постепенно увеличивалась, и в раннемиоценовых комплексах они стали преобладать. Причем отделить позднеолигоценовые комплексы от раннемиоценовых не всегда удается.

Степень преемственности позднеолигоценовой фауны Центральной Европы от более древних невелика. По оценкам Т. Бальди около 75 видов двустворок и гастропод (30%) известны с рюпеля или раньше, 60 видов появились с начала хатта и еще больше (около 120) с начала эгера. Видов, переходящих в миоцен, значительно больше (90, 36%), чем унаследованных от рюпеля.

Состав моллюсков Южной Баварии (Hölzl, 1962) также обнаруживает большое сходство с комплексами, рассмотренными выше ( $K_n = 0.61-0.72$ ), но все же он ближе к фаунам бассейна Северного моря (табл. 1, 2): характерных средиземноморских видов здесь не было, преобладали широко распространенные формы и виды, специфичные для северных комплексов. Доля видов субтропических родов была небольшой (14%), эндемичных видов 18% (13 видов), остальные в основном общие с хаттом Северной Германии и Бельгии.

*Западная Европа.* В Аквитании к хатту (по данным Czerpighy-Meznerics, 1964, цит. по Baldi, 1973) относятся слои Пейпер. Однако, вероятно, двустворчатые моллюски в них отсутствуют или очень редки, их состав выяснить не удалось. Гастроподы представлены в основном эндемичными видами, преемственность их от комплексов стампия очень мала; больше доля видов, переходящих в неоген (1/3 по подсчетам Амитрова).

Севернее морские осадки хатта известны в Бельгии, Нидерландах и Германии. Удобнее начать рассмотрение этих комплексов с наиболее богатого и наиболее изученного комплекса Северо-германской низменности – района стратотипического для хатта. Двустворчатые моллюски насчитывают здесь более 170 видов 111 родов и подродов (табл. 2 по данным Görges, 1957; Hinsch,

1972; Janssen, 1979) и для нижнего хатта ревизованы последним автором. Большое разнообразие состава и присутствие многих субтропических родов и видов (*Arca biangula*, *Acar*, *Atrina*, *Pinctada*, *Plicatula*, *Isognomon*, *Pteria*, *Spondylus*, *Ctena*, *Chama*, *Cardita*, *Crassatina*, *Arcoragia*, *Venus*) свидетельствуют, что этот комплекс нельзя называть бореальным, как часто принято в литературе. Доля субтропических форм в комплексе кассельских песков нижнего хатта (R. Janssen, 1979) достигала 35%. В то же время в других комплексах Германии, Дании (Harder, 1963), Бельгии (Glibert, 1957), возможно, немного более глубоководных, резко преобладали холодноводные, бореальные роды и виды, широко распространенные в олигоцене: *Nucula comta*, *Chlamys bifida*, *Astarte* (несколько видов), *N. excomatulum*, *C. beyrichi* и др. Анализируя степень преемственности нижнехаттского комплекса, Р. Янссен указывает, что 157 видов (350 двустворок и гастропод) перешли из рюпеля, но большая часть видов двустворчатых моллюсков (252 или 56%) впервые появилась только в хатте. В миоцен перешли лишь 78 видов (17%) раннехаттских моллюсков, но двустворчатые в этой группе более многочисленны, чем гастроподы.

Комплексы Бельгии, Нидерландов (Albrecht, Valk, 1943) и Дании значительно беднее северо-германского, но по большому числу общих видов (58) несомненно близки последнему и различия между ними, вероятно, обусловлены лишь фациальными причинами.

*Восточная Европа.* Комплексы асканийской свиты Причерноморья и калмыцкой свиты Волго-Донского региона небогаты – около 20 видов каждый. Тепловодных субтропических родов и видов в них почти нет, преобладали виды, общие с бассейном Северного моря (20 из 28, определенных без sp. и cf.). Остальные виды эндемичные для Восточного Паратетиса. Среди них очень характерные для комплексов юга бывшего СССР – *Plagiocardium abundans*, *Cerastoderma prigorovskii*, *C. karaschokense*.

*Закаспий.* Двустворчатые моллюски карагинской свиты Мангышлака еще беднее (16 видов) и почти тождественны отмеченным выше. Значительно богаче комплексы каратамакской и байгубекской свит Северного Устюрта (более 50 видов). В них также почти нет видов субтропических родов и преобладали виды, общие с морями Северо-Западной Европы. Доля эндемичных видов составляла около 1/3 для каратамакского комплекса и около половины – для более позднего байгубекского.

Значительно беднее комплексы хаттских моллюсков Кызыл-Кумов и Копетдага, но они представлены в основном теми же видами, наиболее характерными из которых являлись *Chlamys bifida*,

*Plagiocardium abundans*, *Cerastoderma prigorovskii*. Среди моллюсков, найденных на Копетдаге, интересно отметить появление *Megaxinus* (*Gibbolucina*) и *M.* (*Saxolucina*), неизвестных в других комплексах Восточного Паратетиса.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ И АНАЛИЗ ХАРАКТЕРНЫХ АРЕАЛОВ РОДОВ И ВИДОВ

Основным отличием в распределении фауны моллюсков морей Западной Евразии в позднем олигоцене по сравнению с поздним эоценом и началом олигоцене являлось значительное повышение степени общности всех анализируемых комплексов (табл. 1). Это сближение состава фаун объяснялось сглаженностью климатических барьеров и высокой степенью панмиксии, приводившей к формированию очень широких ареалов большинства родов и очень многих видов. Высокие значения коэффициентов различия Престона оставались лишь при сопоставлении самых северных и восточных фаун с тетисной (более 0.86). В то же время бассейны Центральной Европы имели фауну очень близкую как к тетисной (района Северной Италии), так и к северо-европейской. Наибольшие различия наблюдаются между фауной бассейнов Центральной Европы и комплексами моллюсков Восточного Паратетиса ( $K_p = 0.80-0.87$ ) и даже с близкой по климатической характеристике фауной южной, закавказской

части этого бассейна ( $K_p = 0.84-0.85$ ). Небольшая общность этих фаун достигалась лишь за счет широко распространенных видов (группа IV в табл. 2), общих же эндемичных видов среди них нет.

Несмотря на различия в полноте комплексов, очень велика степень общности состава моллюсков морей Северо-Западной Европы между собой и с бассейном Южной Баварии ( $K_p = 0.49-0.56$ ). Большое число общих видов, отражающееся в значениях коэффициентов Престона, обнаруживается между фаунами Норвежско-Гренландского бассейна и моллюсками Восточного Паратетиса ( $K_p = 0.68-0.80$ ). Особенно велика эта общность была в начале хаттского времени, тогда как во второй его половине некоторое опреснение Восточного Паратетиса привело к гибели многих морских иммигрантов и увеличению роли эндемиков в фауне.

Число видов, ареалы которых распространялись на всю площадь рассматриваемого региона, было не менее 24 (группа IV в табл. 2), для сравнения – в рюпеле известно лишь 8 таких видов) и, вероятно, их число значительно увеличилось бы, если бы лучше была известна хаттская средиземноморская фауна. Тем не менее, по-прежнему большая группа наиболее тепловодных видов и 10 родов были распространены лишь в Средиземноморском бассейне (рис. 2) и, напротив, многие формы не известны в этом регионе (группы I и III, V, VI в табл. 2).

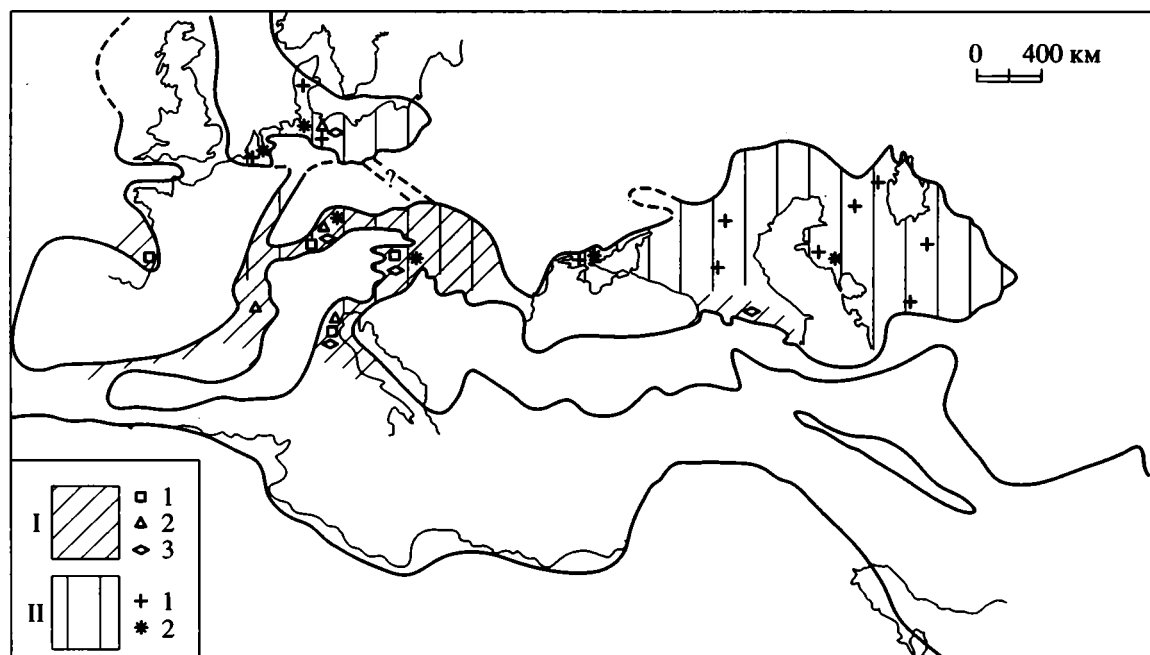


Рис. 2. Схема ареалов некоторых характерных родов и видов хаттских моллюсков.

I – тетисных родов; значками показаны местонахождения, где найдены: 1 – *Crassatella s.s.*, 2 – *Spondylus*, 3 – *Arca*. II – северо-европейских родов и видов: 1 – *Chlamys bifida*, 2 – *Scalaricardita*.

Хотя, как уже отмечалось, фауна бассейнов Центральной Европы имела ярко выраженный переходный характер между средиземноморской и североевропейской, значительную долю в составе моллюсков здесь составляли и эндемичные виды, неизвестные в хатте в других регионах (свыше 50 видов двустворок и гастропод). Весьма характерными были также ареалы видов, встречающихся в бассейнах Северо-Западной и Центральной Европы, но неизвестных в Восточном Паратетисе. Среди таких видов наиболее широко распространенными были *Nucula schmidti*, *Yoldia glaberrima*, *Palliolium decussatum*, *Cuspidaria clava*. Т. Бальди (Baldi, 1973) указывает 25 видов моллюсков из впервые появившихся в хатте, которые являлись общими для морей Центральной Европы и бассейнов Северного моря.

Имелись также многочисленные виды и немногие роды, распространение которых было ограничено наиболее холодноводными Норвежско-Гренландским морем и северной и восточной частями Восточного Паратетиса (группа VI в табл. 2). Среди них наиболее характерен *Chlamys bifida* – зональный вид хатта А, который был массовым, широко распространенным видом, доходя вплоть до районов Кызыл-Кумов и Копетдага (рис. 2). Относительно немногие, но весьма характерные доминировавшие в комплексах виды являлись эндемиками Восточного Паратетиса (*Plagiocardium abundans*, *Cerastoderma prigorovskii*, *Lentidium kuzhasaicum* и др.).

### ЗООГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Из изложенных данных видно, что различия Средиземноморской и Северо-Европейской подобластей в хаттское время в значительной степени сгладились, между ними появилась широкая промежуточная зона, которую нельзя уверенно отнести ни к одной из подобластей. В то же время различия между составом моллюсков южного шельфа Норвежско-Гренландского бассейна и Восточного Паратетиса, с одной стороны, и средиземноморской фауной, с другой, все же оставались значительными ( $K_n = 0.87-0.90$ ), и эти фауны по-прежнему относились к разным подобластям (рис. 3).

Если несомненно существовал интенсивный обмен фауной бассейнов Центральной Европы с Тетисом и Норвежско-Гренландским морем, то их фаунистические связи с Восточным Паратетисом проблематичны. Тогда остается не ясным, каким путем произошла миграция фауны из бассейна Северо-Западной Европы в Восточный Паратетис в начале хатта. Из 30 общих видов для северной части Восточного Паратетиса и бассейна Северо-Западной Европы 5 широко распространенных здесь видов отсутствовали в бассейнах Центральной Европы, вероятно, из-за их большей тепловодности (*Nuculana gracilis*, *Yoldiella pygmaea*, *Chlamys bifida*, *Ch. hoeninghausi*, *Palliolium simile*). Поэтому приходится предполагать, что обмен фауной происходил либо севернее внутрикарпатских

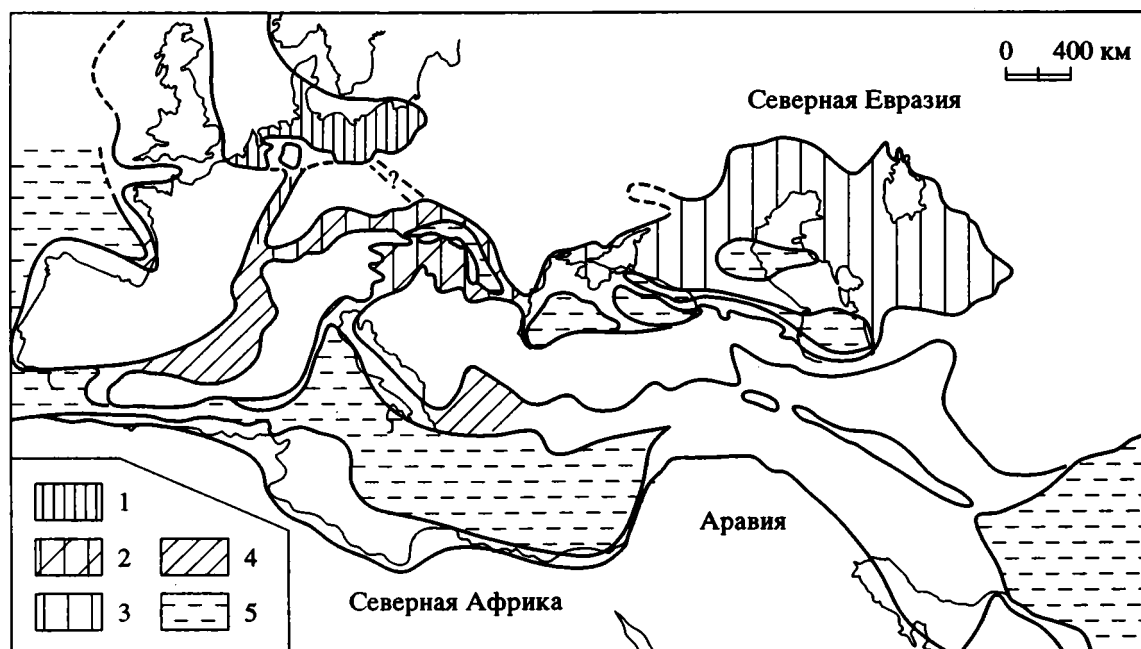


Рис. 3. Схема зоогеографического районирования шельфа Западной Евразии по двустворчатым моллюскам в позднем олигоцене. 1 – Германская провинция; 2 – Центральнопаратетисная; 3 – Восточнопаратетисная; 4 – Тетисная подобласть; 5 – внешельфовые глубоководные участки бассейнов.

бассейнов, возможно по внешней дуге Карпат, либо лишь в самом начале хатта, когда фауна Западного Паратетиса была наиболее обедненной.

Наиболее холодноводной, бореальной фауной рассматриваемых бассейнов была фауна Восточнопаратетисной провинции, которая, кроме обедненности состава (по сравнению с фауной Северо-Западной Европы), отличалась также присутствием характерных эндемичных видов. При этом закавказская часть Восточного Паратетиса, вероятно, не входила в эту провинцию – ее моллюсковая фауна резко отличалась как составом двустворчатых моллюсков, так и их климатической характеристикой – присутствием субтропических родов.

Фауна бассейна Северо-Западной Европы (включая и водоем Южной Баварии) несомненно входила в единую Германскую провинцию, характеризовавшуюся субтропическо-бореальным составом моллюсков.

Значительно большей разнородностью состава моллюсков отличались хаттские мелководные фауны бассейнов Центральной Европы, в чем проявились, вероятно, их переходный характер и изменение состава во времени. Их лишь с долей условности можно объединять в Центральнопаратетисную провинцию (Baldi, 1986), которую к тому же по полному списку фауны нельзя отнести ни к Средиземноморской, ни к Североевропейской подобласти. Возможно, согласно данным Т. Балди, в первой половине хаттского времени она входила в Североевропейскую подобласть, а в течение эгера преобладающим стало влияние средиземноморской фауны.

Данная статья выполнена в соответствии с программами исследований Российских национальных групп по проектам МПГК № 326 “Переход от олигоцена к миоцену в Северном полуша-

рии” и 329 “Неоген Паратетиса”, при финансовой поддержке РФФИ, проект № 94-04-11187.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Попов С.В.* Зоогеография позднеэоценовых бассейнов Западной Евразии по двустворчатым моллюскам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. С. 103–118.
- Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена–нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 256. 1993.
- Accordi B.* Stratigrafia e palaeontologia delle formazioni oligomioceniche del Tregigiano orientale // Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padova. 1955. V. 19. P. 3–64.
- Albrecht I., Valk W.* Oligocäne invertebraten von Süd-Limburg // Med. Geol. Stichting Maastricht. Ser. C. 1943. 4. № 13. 165 S.
- Baldi T.* Mollusc fauna of the hungarian Upper Oligocene (Egerian). Budapest: Akad. Kiado, 1973. 511 p.
- Baldi T.* Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. Budapest: Acad. Kiado, 1986. 178 p.
- Glibert M.* Pélécyfodes et Gastropodes du Rupélien supérieur et du Chattien de la Belgique // Mem. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. 1957. № 37. 98 p.
- Görge I.* Die Mollusken der oberoligozänen Schichten des Doberges bei Bünde in Westfalen // Paläont. Z. 1957. Bd. 31. S. 116–134.
- Harder H.* De oligocaene Lag // Danmarke geol. Unders. 1913. Bd. 2. N. 22. 140 S.
- Hinsch W.* Mollusken – Biostratigraphie des Miozäns und Chatts im Südtteil des Kreises Herzogtum Lauenburg (Schlessig-Holstein) // Meyniana. 1972. Bd. 22. S. 63–70.
- Hözl O.* Die Mollusken-Fauna der oberbayerischen marinen Oligozänmolasse zwischen Isar und Inn und ihre stratigraphische Auswertung // Geol. Bavar. 1962. № 50. 278 S.
- Janssen R.* Revision der Bivalvia des Oberoligozäns // Geol. Abh. Hessen. 1979. Bd. 78. 181 S.
- Venzo S.* La fauna cattiana delle glauconie bellunesi // Mem. Inst. Geol., Univ. Padova. 1937. V. 13. 207 p.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 561.26:551.781.4(470.44/47)

## ПРОБЛЕМЫ ЗОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ ЭОЦЕНА ПО КРЕМНИЕВОМУ ФИТОПЛАНКТОНУ (НА ПРИМЕРЕ ЭОЦЕНА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ)

© 1996 г. З. И. Глезер

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

Поступила в редакцию 16.06.94 г.

Детальное изучение систематического состава комплексов диатомей и силикофлагеллат, выделенных в разрезе эоценовых отложений северо-восточного Прикаспия, стратиграфического и географического распространения видов подтвердили обоснованность применения провинциальных шкал, разработанных для расчленения и корреляции морских кремнистых отложений северной Евразии. Новые материалы позволили дополнить систематический состав биозональных комплексов, определить границы зон по появлению в эпиконтинентальных бассейнах видов-индексов, выделить внутризональные подразделения, уточнить стратиграфическое положение зон в общей шкале. Несмотря на присутствие в комплексах диатомей некоторых видов-индексов зональных океанических шкал, использование их для региональной шкалы оказалось некорректным из-за слабой изученности филогенеза диатомей.

Данные по филогении, положенные в основу зональных шкал по силикофлагеллатам, дали возможность довольно точно сопоставить дробную провинциальную шкалу с более обобщенной океанической и скоррелировать ее со стандартной зональной шкалой по нанопланктону. Совместные находки кремнистого планктона и нанопланктона в разрезах эоцена Прикаспия подтвердили полученные данные и позволили более обоснованно установить положение выделенных зональных подразделений в общей шкале.

**Ключевые слова.** Диатомовые водоросли, силикофлагеллаты, эоцен, зональные шкалы океанические и провинциальные, Прикаспийская впадина.

Разработка детальной стратиграфии палеогеновых отложений Прикаспийской впадины имеет, помимо научного, важное практическое значение, поскольку к ним приурочены месторождения ценных полезных ископаемых. Палеогеновые отложения распространены в надсводовых грабенах, компенсационных мульдах и межкупольных депрессиях, имеют довольно пестрый фациальный состав и охарактеризованы различными группами микрофоссилий. Существенное место среди них занимают диатомей и силикофлагеллат. При изучении комплексов диатомей и силикофлагеллат выяснилось, что разрезы эоценовых отложений, особенно восточных районов, благодаря чередованию карбонатных и кремнистых пород, дают уникальный материал для сопоставления зональных шкал по кремнистому фитопланктону с зональными шкалами по ортостратиграфическим для палеогена группам микрофоссилий.

Кроме того, в составе ряда комплексов водорослей были обнаружены последовательно появляющиеся виды-индексы океанических зон. Существенным преимуществом океанических зональных шкал по сравнению с провинциальными является привязка их подразделений к стандарт-

ным зональным шкалам по нанопланктону (Fenner, 1985; Bukry, 1981; Perch-Nielsen, 1976, 1985 и др. работы). Провинциальные шкалы, разработанные по материалам последнего изучения разрезов палеогеновых отложений, в которых в силу фациальных особенностей отсутствуют комплексы планктонных фораминифер и нанопланктона, могли быть скоррелированы с общей шкалой только условно (Глезер, 1979а, б; Бугрова и др., 1991). Поэтому в процессе исследования встала задача не только обобщить результаты биостратиграфического изучения водорослей Прикаспия, но уточнить и детализировать провинциальные зональные шкалы, используемые для расчленения и корреляции эоценовых отложений, а также оценить возможность использования океанических шкал в региональной стратиграфии платформенных областей.

Изучение палеогеновых диатомей и силикофлагеллат Прикаспийской впадины было начато мною около 25 лет назад (Глезер, 1967, 1974, 1979а, б; Глезер, Табачникова, 1985). Данные, опубликованные В.Н. Беньямовским и др. (1990), носят отрывочный характер.

Материалом для статьи послужили заново пересмотренные диатомей и силикофлагеллат из

Зональные шкалы по диатомеям и силикофлагеллатам для эоцена Северо-Восточного Прикаспия и их корреляция

Подотдел эоцена		Ярус		Шкала Мартини	NP	Совместные находки с нано-планктоном	Провинциальные шкалы				Океаническая шкала по силикофлагеллатам (Bukry, 1981)
Верхний	Средний	Нижний	Ярус				по диатомеям	по силикофлагеллатам		Океаническая шкала по силикофлагеллатам (Bukry, 1981)	
Верхний	Приабон	20	Бартон	17	17	?	Bipalla oamaruensis	верхняя часть	Dictyocha hexacantha s. str.	Dictyocha hexacantha s.l. (NP 16-18)	
		19						Cosmiodiscus breviradiatus			
		18						Cristodiscus succinctus			
Средний	Лютет	16	16	16	16	?	Cosmiodiscus senarius-Coscinodiscus praenitidus		Corbisema flexuosa		
		15					NP16 (низ)	Puxilla oligo-caenica tenuis	Stephanopyxis crenata	Distephanus antiquus	Naviculopsis punctilia
									нижняя подзона		нижняя подзона
Нижний	Ипр	14	14	14	14	?	Brightwellia hyperborea		Dictyocha secta		
		13					Coscinodiscus decrescens		Dictyocha rotundata		
		12					Coscinodiscus payeri (верхняя часть зоны)				
		11									
		10									

коллекций С.Н. Размысловой и Ю.П. Никитиной, а также результаты исследования этих групп водорослей из разрезов скважин, отобранных В.Н. Беньямовским и Н.С. Ткаченко (рис. 1). Для уточнения состава комплексов кремнистого фитопланктона дополнительно изучались препараты из разреза скважины СП-1, любезно предоставленные Г.В. Ларионовой. В работе использована стратиграфическая схема эоценовых отложений

Прикаспийской впадины коллектива авторов (Беньямовский и др., 1990). Данные по нанопланктону принадлежат И.П. Табачниковой.

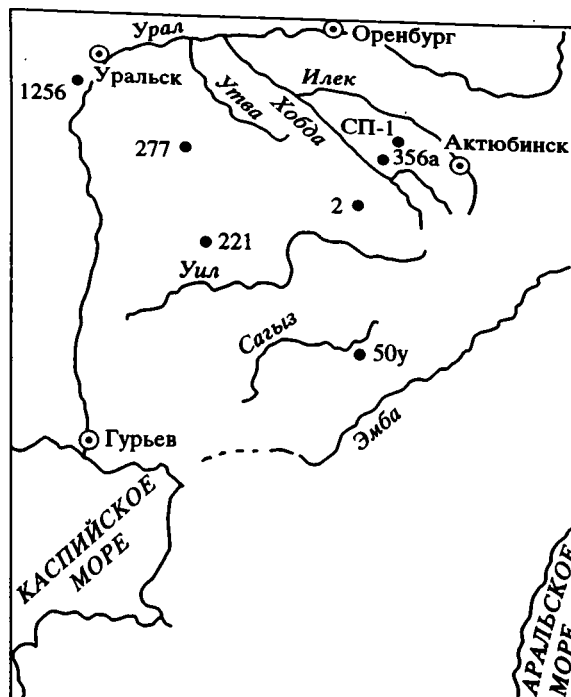
В основу работы положены результаты сплошного изучения разреза скважины СП-1, где установлена наиболее полная последовательность зональных подразделений по диатомеям и силикофлагеллатам, их распространение прослежено в разрезах других скважин. Комплексами

кремнистого фитопланктона почти полностью охарактеризован разрез эоценовых отложений северо-восточного Прикаспия (рис. 2, 3). По диатомеям выделено 6 зон и 5 подзон, по силикофлагеллатам – 6 зон (таблица).

Диатомеи и силикофлагеллаты байлисайской свиты изучались в ее стратотипическом разрезе (скв. СП-1, интервал 214–157 м). В нижней части свиты, в интервале 214–198 м остатков водорослей не обнаружено. Выше (198–187 м) встречаются створки единичных видов диатомей и скелеты силикофлагеллат очень плохой сохранности.

В верхней части свиты (184–158.2 м) установлены зоны диатомей *Coscinodiscus payeri* (верх) и силикофлагеллат *Dictyochoa rotundata* (низ). Зональный комплекс диатомей составляют *Coscinodiscus decrescenoides* Jousé, *C. payeri* Grun. var. *payeri*, var. *continuus* Streln. et var. *subrepleta* Grun., *Pseudopodosira hyalina* (Jousé) Sheshuk., *P. westii* (W.Sm.) Sheshuk. et Gles., *Pseudotriceratium chenevieri* (Meist.) Gles. Постоянно встречаются *Distephanosira architecturalis* (Brun) Gles., *Riedelia borealis* Sheshuk., *Puxilla gracilis* Temp. et Forti. Снизу вверх по разрезу байлисайской свиты возрастает систематическое разнообразие диатомей, главным образом за счет транзитных видов, известных с позднего палеоцена – *Pseudopodosira bella* Possn. et Gles., *Janishia antiqua* Grun., *Trochosiropsis mirabilis* (Kitt.) Gles., *Gruniwiella gemmata* (Grun.) V.H., *Hemiaulus polymorphus* var. *morsianus* Grun. и др. Специфической особенностью комплекса диатомей по сравнению с одновозрастной ассоциацией более северных районов Западно-Сибирской низменности является присутствие *Distephanosira architecturalis* и *Riedelia borealis*, а также местами необычно высокое для данного стратиграфического уровня содержание *Puxilla gracilis*.

До сих пор большая численность этого вида считалась характерной для вышележащих зон (Глезер, 1979а; Стрельникова, 1992). На этом основании в указанном интервале Н.И. Стрельникова (Беньямовский и др., 1990) выделила зону *Puxilla gracilis*. Однако результаты детального анализа распространения диатомей и силикофлагеллат в разрезе байлисайской свиты не подтвердили это заключение. Оказалось, что численность створок этого вида тесно связана с особенностями вмещающих пород. Так, в сероцветных породах содержание створок *Puxilla gracilis* оценивается как “единично-редко”, что характерно для зоны *Coscinodiscus payeri*. Наибольшее количество створок *Puxilla gracilis* приурочено к прослоям зеленых глин: на глубине 179 м они встречаются очень часто, на глубине 164 м – нередко. Обращает на себя внимание, что степень их обилия не возрастает снизу вверх по разрезу, что типично для зоны, а уменьшается. Такое распределение створок *Puxilla gracilis* несомненно



Масштаб 1 : 7 500 000

Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов скважин. Цифры с точкой – номера скважин.

обусловлено фаціальными условиями. Как было показано выше, систематический состав комплекса диатомей байлисайской свиты свидетельствует в пользу выделения здесь зоны *Coscinodiscus payeri* тем более, что в нем отсутствуют виды, типичные для зоны *Puxilla gracilis*.

В том же интервале (184–158.2 м) установлена зона силикофлагеллат *Dictyochoa rotundata*, коррелируемая с верхами зоны *Coscinodiscus payeri* (Бугрова и др., 1991). Эта зона характеризуется типичными для нее видами рода *Dictyochoa* с четырехугольным базальным кольцом и развитыми радиальными рогами (*D. deflandrei* Freng. var. *deflandrei*, var. *completa* Gles., *D. frenguelli* Defl. var. *frenguelli*, var. *caerentis* Gles.), постоянным присутствием *Naviculopsis constricta* (Schulz) Freng. sensu Bukry, появлением видов, у которых намечается редукция радиальных рогов и базальное кольцо приобретает округлые очертания – *Dictyochoa transitoria* Defl., *D. rotundata* Jousé. Обнаружен также *Naviculopsis foliaceae*, являющийся индексом одноименной океанической зоны раннего-среднего эоцена, коррелируемой с зонами нанопланктона NP 12 – NP 15 (Bukry, 1981). Забегая вперед, следует сказать, что этот вид прослеживается вплоть до шубарсайской свиты. *Dictyochoa transitoria* в зональной схеме по силикофлагеллатам Е. Мартини (Martini, 1974) является видом-индексом нижнеэоценовой зоны, выделенной в

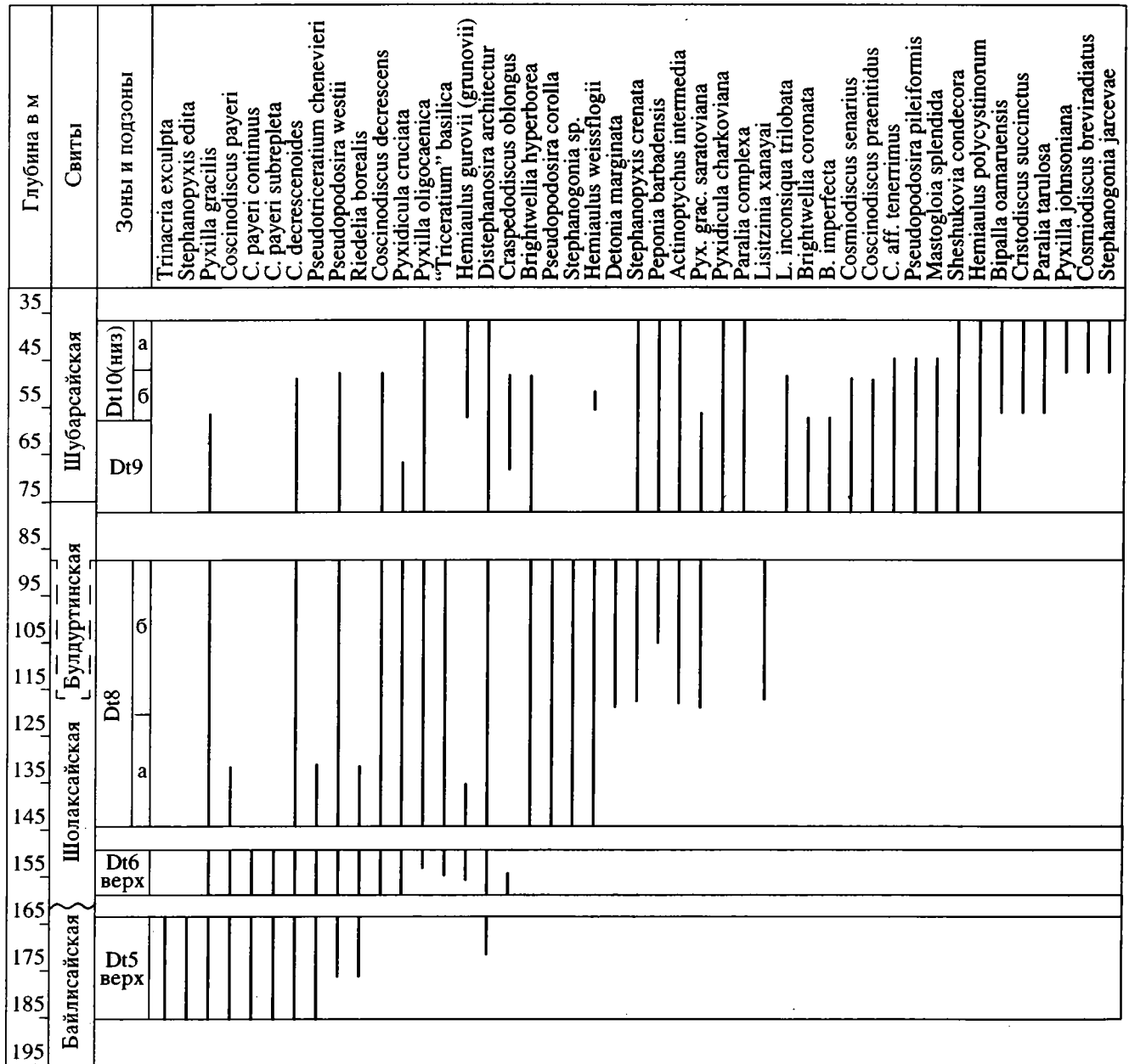


Рис. 2. Смена зональных комплексов диатомей в разрезе скважины СП-1.

Северной Германии в стратотипическом разрезе Unter-Eocene-4, соответствующей зоне NP 13, а позднее (Martini, Müller, 1976) коррелируемой с верхней частью зоны NP 12 – самыми низами зоны NP 13. Отсутствие в прикаспийском комплексе *Naviculopsis minor* – вида-индекса следующей зоны в разрезе Unter-Eocene-4, позволяет предположить, что нижняя часть зоны *Dictyocha rotundata* может соответствовать верхней части зоны NP 12. Совместная же находка в одном и том же интервале разреза скважины СП-1 зон кремнистого

фитопланктона и нанопланктона подтверждает эти данные.

В полном объеме зона диатомей *Coscinodiscus payeri* установлена в разрезе скважины 2 (интервал 215–240 м), в ее верхней части (интервал 215–217 м) выделена зона *Dictyocha rotundata*.

Залегающая выше по разрезу скважины СП-1 шолаксайская свита (интервал 86–157 м) охарактеризована с небольшим перерывом комплексами кремнистого фитопланктона, позволяющими установить 3 зоны по диатомеям и 4 зоны по силикофлагеллатам.



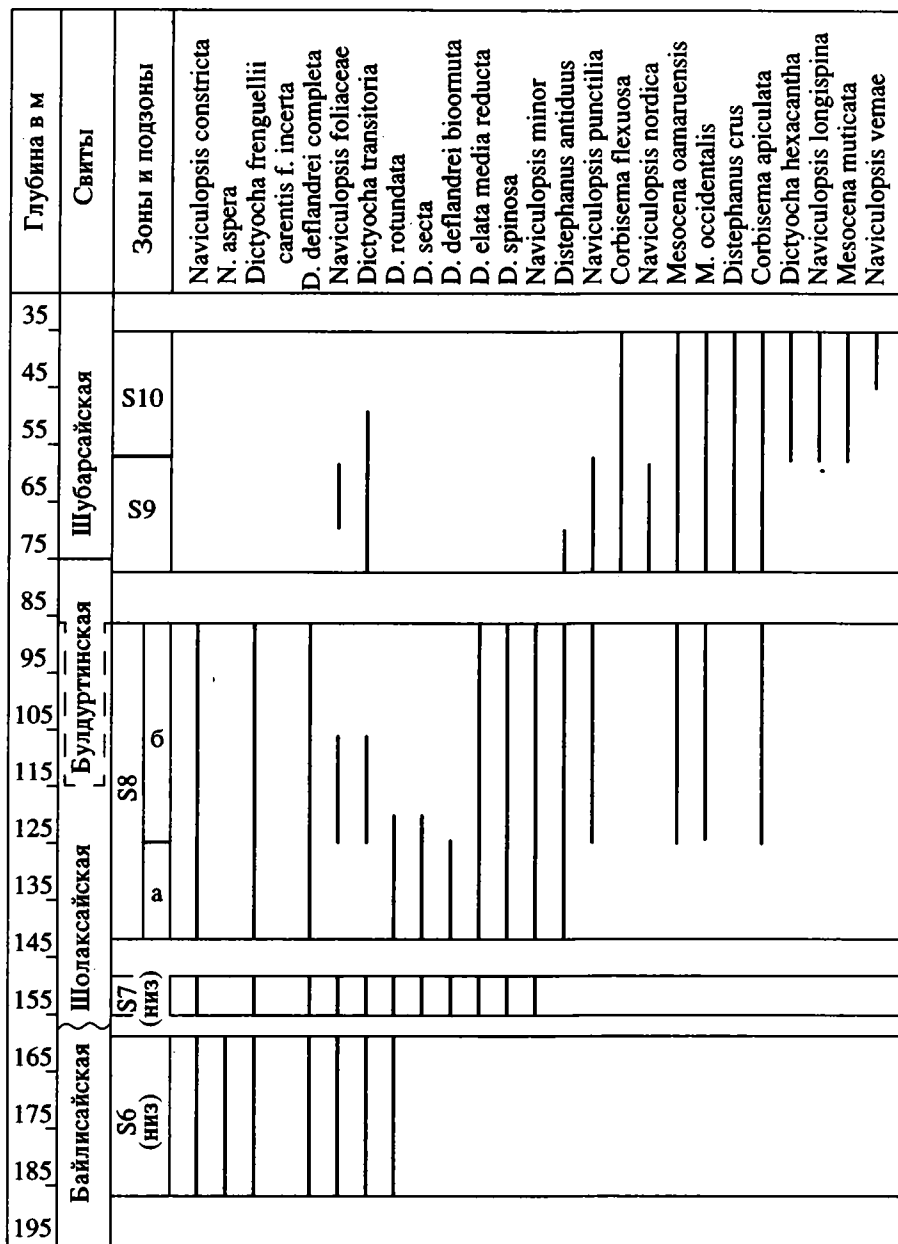


Рис. 3. Смена зональных комплексов силикофлагеллат в разрезе скважины СП-1.

В нижней части свиты (144–156 м) выделена по смене видового состава водорослей зона диатомей *Coscinodiscus decrescens*, ее нижняя граница определяется появлением вида-индекса. Характер комплекса диатомей существенно отличается от комплекса предыдущей зоны: исчезает целый ряд типичных для нее видов, постоянной высокой численностью характеризуется *Ruxilla gracilis*, кроме вида-индекса, появляются новые виды. В низах зоны комплекс диатомей очень бедный. Наиболее полно он представлен в ее верхах (интервал в 148–144 м), где встречены виды, не известные на более низком стратиграфическом уровне: *Rux-*

*idicula cruciata* Ehr., *Coscinodiscus mirabilis* Jousé, *C. asteroides* Truan et Witt (?), “*Triceratium*” *basilica* Pant., *Hemiaulus gurowii* (*grunowii*) Pant. Последний вид, определенный Н.И. Стрельниковой (1992) как *H. polymorphus* var. *harkovianus* Jousé, является видом-индексом одноименных слоев, выделенных ею в тишкинской свите среднего эоцена Воронежской антеклизы. В Среднем Поволжье (Кузнецк), откуда был описан этот вид, и в Прикаспии его появление зафиксировано на более низком стратиграфическом уровне. Как будет показано выше, этот вид вторично появляется в шубарсайской свите среднего-верхнего эоцена.

Специфической особенностью зонального комплекса по сравнению с синхронным комплексом из более северных районов является присутствие единичных экземпляров *Puxilla oligosaenica* var. *tenuis* Jousé и *Craspedodiscus oblongus* Grev.

Второй вид является видом-индексом океанической зоны, прослеженной в Норвежском море, в низких широтах, и в южной части Атлантического океана, в Тасмановом море (Fenner, 1985; Стрельникова, 1992). Однако использовать эту зону в зональной схеме эоцена Прикаспия не представляется возможным из-за существенных различий в систематическом составе комплексов диатомей и неодинакового стратиграфического положения зоны в схемах для разных палеобассейнов. Так, в районе Багамских островов (скв. 390 А), где Ю. Феннер (Fenner, 1985) впервые установила зону частичного распространения *Craspedodiscus oblongus*, она занимает самое низкое стратиграфическое положение, соответствуя зонам нанопланктона NP 13–NP 14 (низ). В Норвежском море этим автором комплексная зона *Craspedodiscus oblongus* относится ко второй половине среднего эоцена. Судя по материалам, приведенным в работе Н.И. Стрельниковой (1992), эта зона в Норвежском море коррелируется с зоной нанопланктона NP 14 (низы среднего эоцена), на Фолклендском плато – с нижней частью зоны NP 16 (вторая половина среднего эоцена), в эоцене Тасманова моря она залегает на уровне нижней части зоны NP 15. В разрезах, изученных Н.И. Стрельниковой, за исключением скважины 390 А, нижняя граница появления вида-индекса, которая по идее этого автора должна маркировать подошву зоны, не установлена. Таким образом, зоны, описанные в разных палеобассейнах, представляют собой тейльзоны единой биозоны *Craspedodiscus oblongus* – океанического вида, широко распространенного в конце раннего и в среднем эоцене. Хотя уровни его появления в разрезах скважины СП-1 и 390 А совпадают, установить в Прикаспии соответствующую зону частичного распространения не представляется возможным из-за очень редкой встречаемости створок.

Верхней части зоны *Coscinodiscus decrescens* в разрезе скважины СП-1 (интервал 144–148 м) соответствует зона силикофлагеллат *Dictyocha secta*, в нижней части зоны диатомей силикофлагеллат не обнаружены. В разрезе эоцена камышловской скважины 221 зоне *Coscinodiscus decrescens* (интервал 234–310 м) соответствуют обе зоны силикофлагеллат – *Dictyocha rotundata* (интервал 234–310 м) и *Dictyocha secta* (гл. 234 м). Эти же зоны прослежены в разрезах скважин 250у и 1256.

Зональный комплекс верхов зоны *D. rotundata*, кроме вида-индекса, составляют *D. elata* var. *media* f. *reducta* Gles. (следует заметить, что в северных

районах эта форма встречена на более высоком стратиграфическом уровне), *D. transitoria* Defl., *Corbisema spinosa* Defl., *Naviculopsis minor* (Schulz) Freng. *Corbisema spinosa* является видом-индексом океанической зоны (или подзоны), коррелируемой с зонами нанопланктона NP 13–NP 15, (Bukry, 1981). По появлению *Naviculopsis minor* E. Мартини (Martini, 1974) выделил в эоценовых отложениях Северной Германии (Unter-Eocene-4), соответствующих зоне NP 13, одноименную зону силикофлагеллат, залегающую над зоной *Dictyocha transitoria*, позднее она была скоррелирована с зонами NP 13 (верх) и NP 12 (низ) (Martiani, Müller, 1985).

В разрезе скважины СП-1 зоны диатомей *Coscinodiscus decrescens* и силикофлагеллат *Dictyocha secta* выделены в одном и том же интервале, что и зона нанопланктона NP 13. В разрезе скважины 221 зоны кремнистого фитопланктона залегают в самой нижней части интервала, снизу и сверху ограниченного зонами нанопланктона NP 13 и NP 16.

Таким образом, изложенный фактический материал позволяет коррелировать зоны *Coscinodiscus decrescens*, *Dictyocha rotundata* и *D. secta* с зоной NP 13 конца нижнего эоцена.

Следующая зона диатомей, *Brightwellia hyperborea*, обнаружена на территории Прикаспийской впадины только в ее северной прибортовой части (скв. 1256, интервалы 269–275 м и 209–218 м), здесь же в интервале 270–280 м определены моллюски лютетского яруса (Бархатова, Размыслова, 1974). В шолаксайской свите, в разрезе скважины СП-1 выше зоны *Coscinodiscus decrescens*, в интервале 144–139 м содержатся лишь единичные плохой сохранности створки диатомей, в других разрезах на данном стратиграфическом уровне остатков диатомей не выявлено. Комплекс диатомей зоны *Brightwellia hyperborea* очень близок по составу к комплексу нижележащей зоны, граница между зонами проводится по появлению *Brightwellia hyperborea* Grun.

Следует заметить, что по появлению этого вида в эоцене на плато Блэйк-Багама (скв. 390 А) Гомбос (Gombos, 1982) выделил одноименный интервал, соответствующий зоне NP 15. Позднее Ю. Феннер (Fenner, 1985) включила эту часть разреза в верхнюю часть зоны частичного распространения *Triceratium kapaуae*, соответствующую зонам NP 14 (верх) – NP 15. Часть этого же интервала Н.И. Стрельникова (1992) выделила в зону *Hemiaulus polymorphus* var. *charkovianus*, скоррелированную ею с зоной NP 15.

Уровень первого появления *Brightwellia hyperborea* в зоне NP 12 на плато Блэйк-Багама (Стрельникова, 1992) совпадает с первым появлением в северо-восточной Атлантике (Fenner, 1988), в платформенных же бассейнах вид появляется выше зон *Coscinodiscus decrescens* и *Dictyocha rotun-*

data, то есть выше зоны NP 13. В разрезе скважины 1256 зоне *Brightwellia hyperborea* соответствует зона силикофлагеллат *Dictyochoa secta* (верх).

Рассмотренные выше зоны диатомей *Coscinodiscus decrescens* и *Brightwellia hyperborea*, последовательно залегающие над зоной *Coscinodiscus payeri*, соответствуют приблизительно ранее установленной комплексной провинциальной зоне *Ruxilla gracilis* (Глезер, 1979а, Бугрова и др., 1991). Вид *Ruxilla gracilis* благодаря легкости определения и широкому распространению в эоцене, использован в качестве вида-индекса в зональных схемах разных авторов. Однако эти зональные подразделения, хотя и имеют одинаковое наименование, основаны на разных принципах, охарактеризованы различными зональными комплексами, имеют разный объем, неодинаковое стратиграфическое положение, различный радиус действия.

Так, Н.В. Рубина (Рубина, Дрознес, 1961) выделила в нижнем Приобье зоны, основываясь на количественном соотношении створок вида-индекса ("зона с частым развитием *Ruxilla gracilis*", "зона с массовым развитием *Ruxilla gracilis*"). Как было показано выше, численность створок обусловлена фациальными причинами, следовательно, данные зоны можно использовать только как местные. Упомянутая выше провинциальная комплексная зона *Ruxilla gracilis*, характеризуется специфическим видовым составом диатомей, неповторяющимся в выше- и нижележащих зонах, с постоянным присутствием, обычно в значительном количестве, *Ruxilla gracilis* и является межрегиональной (Глезер, 1979а; Бугрова и др., 1991). Она относится к концу раннего-началу среднего эоцена, приблизительно соответствуя зонам нанопланктона NP 13–NP 14.

Почти глобальная зона по появлению двух видов-индексов *Ruxilla gracilis* – *Coscinodiscus payeri* установлена А.П. Жузе (Jousé, 1979) и датирована средним эоценом. Следует заметить, что в литературе эта зона не совсем точно называется только по одному виду-индексу *Ruxilla gracilis* (Fenner, 1985; Fournanier, 1991; Стрельникова, 1992). По данным Ю. Феннер, зона соответствует концу раннего-началу среднего эоцена. Н.И. Стрельникова при использовании зоны *Ruxilla gracilis* основывается на принципе, предложенном А.П. Жузе, – появлении вида-индекса, которое, по ее мнению, приурочено к нижележащей зоне *Coscinodiscus payeri*. При таком подходе не ясно, в каком объеме Н.И. Стрельниковой (1992) сохраняется зона *Coscinodiscus payeri*. Зону *Ruxilla gracilis* она коррелирует с раннеэоценовыми зонами радиолярий и считает, что эта зона должна соответствовать зоне нанопланктона NP 12.

Попутно замечу, что, действительно, в большинстве разрезов эоцена в разных регионах Северной Евразии первое появление *Ruxilla gracilis*

фиксируется в пределах зоны *Coscinodiscus payeri* (Глезер, 1979а), однако, известны редкие находки створок этого вида и в нижележащей зоне *C. josephinus* (*uralensis*), и даже в верхнепалеоценовых отложениях (труевских слоях) Среднего Поволжья.

Е. Фуртанье (Fournanier, 1991) по появлению *Ruxilla gracilis* выделила одноименную зону в нижнеэоценовых донных осадках Индийского океана. Комплексное изучение материала позволило ей установить, что появление вида совпадает здесь с нижней границей хрона C24, проходящей в интервале 56.3–56.5 млн. лет тому назад. Зона непосредственно коррелируется с зонами нанопланктона CP 9а (верхняя половина), CP 9в, CP 10 (частично), также выделенными в данном разрезе – по стандартной шкале Е. Мартини это зоны NP 10 (верх), NP 11, NP 12 (часть).

Таким образом, зона *Ruxilla gracilis* в Индийском океане занимает более низкое стратиграфическое положение, чем одноименная зона в Северной Евразии. Кроме того, *Craspedodiscus undulatus*, маркирующий ее верхнюю границу, и виды, характерные для зонального комплекса, не встречены в Северной Евразии. Все это дает возможность предполагать, что речь идет о двух разных зонах, хотя и имеющих одинаковое наименование.

Учитывая разноречивость литературных данных, касающихся различных аспектов характеристики зоны *Ruxilla gracilis*, нам представилось наиболее целесообразным вместо нее предложить 2 зоны – *Coscinodiscus decrescens* и *Brightwellia hyperborea*, что позволяет уточнить и детализировать предложенную ранее зональную шкалу по диатомеям.

Выше по разрезе шолоксайской свиты скважины СП-1 (интервал 139–186 м) выделяются зоны диатомей *Ruxilla oligocaenica* var. *tenuis* и силикофлагеллат *Distephanus antiquus*. Существенного обновления систематического состава в зональных комплексах зон *Ruxilla oligocaenica* var. *tenuis* и *Distephanus antiquus* по сравнению с нижележащими зонами не наблюдается. В основном комплексы слагают транзитные виды, появившиеся во время формирования зон *Coscinodiscus decrescens* и *Brightwellia hyperborea*. Доминирует в комплексе *Ruxilla oligocaenica* var. *tenuis*, остальные виды, как правило, встречаются постоянно в значительном количестве: *Coscinodiscus decrescens*, *Brightwellia hyperborea* Grun., *Pseudopodosira hyalina* (Jousé) Sheshuk., *P. corolla* (A.S.) Streln., или спорадически – *Hemiaulus gurovii* (grunowii), *H. weissflogii* Pant. Из вновь появившихся видов следует назвать сопутствующие постоянно присутствующие виды *Stephanogonia* sp., *Actinoptychus intermedia* A.S. Значительное место в комплексе продолжают занимать и более древние транзитные виды:

*Pseudopodosira bella* Poss. et Gles., *Distephanosira architecturalis*, *Puxilla gracilis*. По-видимому, нижняя граница зоны может быть установлена по исчезновению разновидностей *Coscinodiscus payeri*.

В комплексе силикофлагеллат зоны *Distephanus antiquus* доминирует вид-индекс, постоянно присутствуют некоторые транзитные виды *Dictyocha rotundata*, *D. secta*, *D. elata* var. *media* f. *reducta*, *Mesocena elliptica*, *Corbisema spinosa*, *Naviculopsis foliaceae*. В верхах зон *Puxilla oligocaenica* var. *tenuis* и *Distephanus antiquus* интервал 86–125 м выделяются подзоны диатомей *Stephanoruxis crenata* и силикофлагеллат *Naviculopsis punctilia*.

Хотя в комплексах водорослей существенное место продолжают занимать виды, характерные для нижележащих зон, видовой и родовой состав комплексов начинает меняться за счет появления целого ряда новых таксонов. Среди диатомей это *Puxidicula charkoviana* (Jousé) Streln. et Nikol., *Paralia complexa* (Lohman) Andrews, *Actinoptychus intermedia* A.S. A. *pericavatus* Brun, *Coscinodiscus subtilis* Ehr., *Peponia barbadensis* Grev., *Stephanoruxis crenata* Sheshuk., *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata* (Fenner) Gles., *Detonia marginata* Gles., *Puxilla gracilis* var. *saratoviana* (Pant.) Temp. et Forti, *Sheshukovia sparsimpunctata* (Jousé) Gles., *Rutilaria areolata* Sheshuk. Перечисленные виды, кроме вида-индекса, распространены не повсеместно и встречаются спорадически.

Следует заметить, что на данном стратиграфическом уровне по причинам, рассмотренным выше, также не представляется возможным выделить океаническую зону *Craspedodiscus oblongus*, несмотря на почти постоянное присутствие этого вида.

В комплексе силикофлагеллат подзоны *Naviculopsis punctilia*, наряду с транзитными видами (*Distephanus antiquus*, *Dictyocha elata* var. *media* f. *reducta*, *Dictyocha spinosa*, *Naviculopsis foliaceae*, еще занимающими существенное место, начинают встречаться новые представители: *Mesocena oamaruensis* Schulz, *M. oamaruensis* var. *apiculata* Schulz, *Corbisema ovalis* Perch-Nielsen, *Naviculopsis punctilia* Perch-Nielsen, в верхах подзоны исчезают *Dictyocha rotundata* и *D. secta*.

По данным К. Перш-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985), *Mesocena oamaruensis*, *Corbisema ovalis*, *Naviculopsis punctilia* вместе с видом-индексом появляются в океанических разрезах на нижней границе зоны *Dictyocha hexacantha*. По Д. Бакри (Bakry, 1981) границы этой зоны определяются появлением и исчезновением вида-индекса. Зона занимает стратиграфический интервал, соответствующий зонам нанопланктона NP 16–NP 18 (низ). В изученных нами материалах появление *Dictyocha hexacantha* зафиксировано позже, чем перечисленных зональных видов. Таким образом, если основываться на уровне появления зональных видов, то в

изучаемом разрезе нижняя граница океанической зоны должна совпадать с подошвой подзоны *Naviculopsis punctilia*. Если же ориентироваться на появление *Dictyocha hexacantha*, то эту подзону следует коррелировать с нижележащей подзоной *S. spinosa*, соответствующей зонам нанопланктона NP 13–NP 15. Следует заметить, что Д. Бакри в состав зонального комплекса *Naviculopsis foliaceae* включил и виды-индексы провинциальных зон в *Dictyocha secta* и *Distephanus antiquus*.

Кроме разреза скважины СП-1, зоны *Puxilla oligocaenica* var. *tenuis* и *Distephanus antiquus* установлены также в разрезах скважин 221 (глубина 224 м), 2 (интервал 65–110 м), 356а (интервал 65–95 м), 50у (интервал 167–197 м), 1256 (интервал 164–203 м); в верхах этих зон в некоторых разрезах установлены подзоны *Stephanoruxis crenata* и *Naviculopsis punctilia*, кроме разреза скважины СП-1, они выделены в разрезах скважин 2 (интервал 65–81 м), 50у (167–170 м), 356а (65–75 м), 1256 (интервал – 164–167 м).

В разрезе скважины 1256 водоросли подзон *Stephanoruxis crenata* и *Naviculopsis punctilia* найдены вместе с нанопланктоном нижней части зоны NP 16. Эти данные согласуются с анализом стратиграфического распространения силикофлагеллат, приведенном выше.

Полученные нами материалы расчленения шолаксайской свиты на основании изучения диатомей и силикофлагеллат позволяют датировать шолаксайскую свиту концом раннего эоцена – началом второй половины среднего, приблизительно скоррелировав ее с зонами нанопланктона NP 13–NP 16 (низ). По данным В.Н. Беньямовского и др. (1990), в шолаксайской свите установлена только одна зона диатомей – *Puxilla gracilis* нижнего эоцена (в понимании Н.И. Стрельниковой); возраст свиты по радиоляриям, бентосным фораминиферам, нанопланктону (для низов свиты) принят как верхняя часть нижнего – нижняя часть среднего эоцена.

В разрезе скважины СП-1 водоросли из булдуриной свиты (интервал 85–75 м), за исключением ее самой верхней части (интервал 77–75 м), не исследовались. В стратотипе этой свиты (разрез скв. 271, интервал 270–237 м (Беньямовский и др., 1990) нам удалось установить 2 зоны диатомей и 2 – силикофлагеллат. Нижняя, большая часть свиты (интервал 267–240 м), соответствует подзонам *Stephanoruxis crenata*, *Naviculopsis punctilia*.

В верхней части свиты (мощность 3 м в стратотипе и 2.5 м в разрезе скважины СП-1) начинаются следующие зоны диатомей: *Coscinodiscus praenitidus* – *Cosmiodiscus senarius* и силикофлагеллат *Corbisema flexuosa*. Эти зоны включают также нижнюю часть парастратотипа шубарсайской свиты (55–75 м) в разрезе скважины СП-1.

Систематический состав комплекса диатомей существенно отличается от комплекса нижележащей подзоны не только на видовом, но и на родовом уровнях, благодаря появлению целого ряда новых элементов флоры. На нижней границе, кроме видов-индексов *Coscinodiscus praenitidus* Fenner, *Cosmiodiscus senarius* (Grev.) Gles. et Olst., появляются *Radialiplicata costulata* Gles., *Monobrachia simplex* Schrader, несколько выше границы обнаружены *Hemiaulua polycystinorum* Ehr., *Hyalodiscus frenguelli* Hanna. В пределах зоны в разных местонахождениях спорадически встречаются *Brightwellia coronata* (Brightw.) Ralfs, *B. imperfecta* Jousé, *Corona retinervis* Sheshuk. et Gles., *Paralia complexa* (Lohman) Andrews, *Pseudotriceratium coscinoides* (Gr. et St.) Gles., *Sheshukovia condecora* (Brightw.) Gles., *Lisitzinia kanayae* (Fenner) Gles., *Pseudopodosira pileiformis* Jousé, *Mastogloia rutilans* Brun, *Hemiaulus crenatus* Grev., *H. reflexispinosus* Russ. Многие из этих видов распространены в среднем эоцене бассейна Атлантического океана.

Обращает на себя внимание присутствие среди новых элементов флоры видов-индексов зональных подразделений, выделенных в океанических разрезах среднего эоцена разными авторами: *Lisitzinia* (*Triceratium*) *kanayae* – вид-индекс нижней зоны среднего эоцена, *Brightwellia imperfecta* – вид-индекс верхней зоны среднего эоцена для низких широт по шкале Ю. Феннер (Fenner, 1985); *Paralia complexa* (*Melosira fausta* A.S.) – вид-индекс зоны начала среднего эоцена, *Hemiaulus polycystinorum* – вид-индекс зоны конца среднего–позднего эоцена по шкале А.П. Жузе (Jousé, 1979); *Trinacria subcapitata* (Grev.) Grun. – один из видов-индексов нижней подзоны верхнего эоцена Воронежской антеклизы по Н.И. Стрельниковой (1992).

По всему разрезу зоны *Cosmiodiscus senarius* – *C. praenitidus* постоянно встречаются *Puxilla oligosaenica* var. *tenuis* (в булдуттинской свите этот вид представлен единичными–редкими экземплярами, в шубарсайской свите он вновь занимает господствующее положение), *Lisitzinia inconspicua* var. *trilobata* (единично–редко), *Craspedodiscus oblongus* (единично).

Несмотря на присутствие видов-индексов океанических зон, установить какую-либо из них не представляется возможным из-за существенных различий систематического состава комплексов и различных видах-индексах, маркирующих границы зон.

В этой же части шубарсайской свиты установлена зона силикофлагеллат *Corbisema flexuosa*. Систематический состав комплекса этой зоны по сравнению с комплексом подзоны *Naviculopsis punctilata* претерпевает существенные изменения. Кроме вида-индекса, появляется целый ряд новых видов. Из них постоянно присутствуют *Meso-*

*sena occidentalis* Hanna ex Bukry, спорадически, единичными экземплярами представлены *Naviculopsis nordica* Bukry, *Distephanus crux* (Ehr.) Häck., продолжают встречаться некоторые транзитные виды: *Mesosena oamaruensis*, *Naviculopsis punctilata*, *N. constricta*, *N. foliaceae*, *Dictyochoa spinosa*, *Distephanus antiquus* (численность его сокращается здесь до “единично”), *Corbisema apiculata* (Lemm.) Hanna. Последний вид известен с раннего палеоцена, в океанической зональной шкале (Perch-Nielsen, 1985) по его исчезновению определяется верхняя граница одноименной зоны, залегающей выше зоны *Dictyochoa hexacantha* в самых верхах эоцена–низах олигоцена.

Вновь появившиеся виды, перечисленные выше, за исключением *Distephanus crux*, в океанических разрезах среднего–верхнего эоцена появляются, по данным К. Перш-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985), одновременно с *Dictyochoa hexacantha* – на нижней границе одноименной зоны, соответствующей зонам нанопланктона NP 16–NP 18. В изученных разрезах эоцена Прикаспия *Dictyochoa hexacantha* появляется выше, чем перечисленные зональные виды.

Зоны *Cosmiodiscus senarius*–*Coscinodiscus praenitidus*, *Corbisema flexuosa*, кроме разреза скважины СП-1, прослежены также в разрезах скважины 2 (интервал 45–64 м), 271 (199–240 м), 356а (35–65 м), зона *Corbisema flexuosa* – в разрезе скважины 50у (глубина 130 м).

Согласно зональной схемы (Глезер, 1979а; Бугрова и др., 1991), эоцен завершается зоной *Vipalla* (*Melosira*) *oamaruensis*. Новые данные позволяют предложить более дробное расчленение этой зоны: в ее нижней части выделено 2 подзоны.

Выше по разрезу шубарсайской свиты (интервал 54–60 м, скв. СП-1) прослежена смена зоны диатомей *Cosmiodiscus senarius*–*Coscinodiscus praenitidus* зоной *Vipalla oamaruensis*, подзоной *Cristodiscus succinctus*. Нижняя граница этих подразделений определяется появлением видов-индексов *Vipalla oamaruensis* и *Cristodiscus succinctus*, а также *Paralia torulosa* Gles., а иногда *Cristodiscus duplex* (Gles.) Gles. et Olst. Кроме новых элементов, среди которых виды двух новых эволюционно молодых родов *Vipalla* и *Cristodiscus*, для зоны характерно присутствие большого количества транзитных видов. *Cristodiscus* (*Coscinodiscus*) *succinctus* использован Н.И. Стрельниковой (1992) в качестве вида-индекса одноименных слоев, описанных ею в отложениях второй половины среднего эоцена (в пределах зоны NP 16) на плато Блэйк-Багама и в тишкинской свите на территории Воронежской антеклизы. В первом местонахождении границы слоев не установлены, во втором – нижняя граница проведена так же, как и в Прикаспии по появлению *Cristodiscus* (*Coscinodiscus*) *succinctus*, *Vipalla* (*Paralia*) *oamaruensis*; ряд других видов, появляющихся

на границе слоев в Воронежской антеклизе, в разрезе эоцена Прикаспия встречены на более низком – *Stephanoruxis* (*Ruxidicula*) *crenata*, *Peponia barbadensis* Grev., *Corona retinervis* Sheshuk. et Gles. или более высоком – *Xanthioruxis oblonga* Ehr. – стратиграфическом уровне.

Нижняя граница зоны *Vipalla oamaruensis* подзоны *Cristodiscus succinctus* совпадает в Прикаспии с появлением *Dictyochoa hexacantha* – вида-индекса океанической зоны среднего–позднего эоцена. Согласно определению Д. Бакри (Bakry, 1981), объем океанической зоны *Dictyochoa hexacantha* совпадает с биозоной вида-индекса, появлением и исчезновением которого определяются соответственно нижняя и верхняя границы зоны. Судя по тому, что зональные виды этой зоны появились в Прикаспии значительно раньше вида-индекса, можно предполагать, что уровни появления *Dictyochoa hexacantha* в океанах и в регионе не совпадают. Вероятнее всего, океанической зоне будут соответствовать провинциальные подзона *Naviculopsis punctilia*, зоны *Corbisema flexuosa* и *Dictyochoa hexacantha* s. str.

Подзона *Cristodiscus succinctus* и соответствующая часть зоны *Dictyochoa hexacantha* s. str., кроме разреза скважины СП-1, установлены в разрезе скважины 271 (интервал 179–199 м).

Выше по разрезу шубарсайской свиты (скв. СП-1, интервал 37–54 м) выделяется подзона диатомей *Cosmiodiscus breviradiatus*, по силикофлагеллатам ей соответствует та же самая зона *Dictyochoa hexacantha* s. str. Нижняя граница подзоны проводится по появлению вида-индекса.

Своеобразие комплекса диатомей заключается в появлении новых элементов (*Cosmiodiscus breviradiatus* Gles. et Olsht., *Stephanogonia jarcevae* Sheshuk., *Xanthioruxis globosa* Ehr., *X. oblonga* Ehr. и спорадически, местами *Ruxilla* cf. *prolongata* Brun sensu А.П. Жузе.

Для комплекса также характерно исчезновение некоторых видов, стратиграфически важных для нижележащих зон (*Cosmiodiscus senarius*, *Coscinodiscus praenitidus*, *Craspedodiscus oblongus*), а в верхах зоны – *Ruxilla gracilis*. Вместе с тем, существенное место продолжают занимать многие транзитные виды: *Vipalla oamaruensis*, *Paralia complexa*, *P. torulosa*, *Radialiplicata costulata*, *Ruxidicula charkoviana*, *Actinoptychus intermedia*, *Peponia barbadensis*, *Hemiaulus gurovii* (grunowii), *H. polycystinorum*, *Distephanosira architecturalis*, *Ruxilla oligocaenica* var. *tenuis*, *P. gracilis* var. *saratoviana*, *Cristodiscus succinctus* и др. Подзоне *Cosmiodiscus breviradiatus* также частично отвечает зона *Dictyochoa hexacantha* s. str. Комплекс силикофлагеллат почти идентичен описанному выше, если не считать находки единичных экземпляров *Naviculopsis longispina* и *Mesocena muticata* Gles., и полного исчезновения *Distephanus antiquus*.

Подзона *Cosmiodiscus breviradiatus* вместе с зоной *Dictyochoa hexacantha* s. str. прослежена также в разрезах скважин 221 (интервал 140–155 м, на 9 м выше зоны нижней границы нанопланктона NP 17), 356а (интервал 10–30 м), 2 (интервал 7–15 м). Это дает возможность предполагать, что зона может относиться как к верхам среднего, так и к верхнему эоцену.

Верхняя часть стратотипа шубарсайской свиты (27–37 м) на содержание диатомей и силикофлагеллат не изучалась. Верхи зоны *Vipalla oamaruensis*, и зоны *Dictyochoa hexacantha* s. str. выделены в разрезе скважины 221 (интервал 70–110 м) вместе с фораминиферами, отнесенными В.А. Беньямовским к зоне верхнего эоцена *Globigerapsis tropicalis*. Сохранность водорослей плохая, комплексы очень бедные, лишь на глубине 70 м найдены более представительные комплексы, по которым можно судить об их особенностях.

В комплексе диатомей не обнаружено новых элементов, если не считать *Asterolampra marylandica* Ehr., представленной единичными экземплярами. В основном присутствуют транзитные среднеэоценовые виды (*Ruxidicula charkoviana*, *Sheshukovia condecora*, *Pseudopodosira pileiformis*, *Xanthioruxis oblonga*, *Ruxilla oligocaenica* var. *tenuis* и др.). Обращает на себя внимание исчезновение *Cosmiodiscus breviradiatus*, *Cristodiscus succinctus*, продолжающих еще постоянно встречаться в комплексе нижележащей подзоны *Cosmiodiscus breviradiatus*. *Asterolampra marylandica* является видом-индексом океанической зоны самого конца среднего–начала верхнего эоцена, установленной Ю. Феннер (Fenner, 1985) в низких широтах. Не исключено, что часть зоны *Vipalla oamaruensis* может быть скоррелирована с зоной *Asterolampra marylandica*. Однако для подтверждения такого сопоставления полученных материалов не достаточно. Вместе с тем, следует указать, что исчезновение *Lisitzinia inconspiqua* var. *trilobata* в низких широтах является одним из маркеров нижней границы зоны *Asterolampra marylandica*. По данным Ю. Феннер, в пределах этой зоны исчезают *Craspedodiscus oblongus* и *Brightwellia hyperborea*.

По мнению Д. Баррона (McLean, Barron, 1984), в разрезах эоцена Калифорнии *Lisitzinia inconspiqua* var. *trilobata* и *Craspedodiscus oblongus* не пересекают границу среднего и верхнего эоцена. Ю. Феннер (Fenner, 1988) также считает, что отсутствие *Craspedodiscus oblongus* и *Lisitzinia (Triceratium) inconspiqua* var. *trilobata* в составе комплекса диатомей зоны *Coscinodiscus* aff. *tenerimus* в Норвежском море свидетельствует о ее позднеэоценовом возрасте. Н.И. Стрельникова (1992) относит эту зону к первой половине среднего эоцена. В Прикаспии *Craspedodiscus oblongus* исчезает на нижней границе зоны *Cosmiodiscus breviradiatus*, *Brightwellia hyperborea* – несколько выше этой границы.

Комплекс силикофлагеллат слагают виды, типичные для зоны *Dictyocha hexacantha*. Кроме того, отмечается появление нового вида *Naviculopsis vetae* Perch-Nielsen. По данным К. Перш-Нильсен (Perch-Nielsen, 1976, 1985), в донных осадках Норвежского моря этот вид является видом-индексом нижней подзоны зоны *Dictyocha hexacantha*, верхняя подзона определяется исчезновением *Naviculopsis punctilia*. В разрезах эоцена Прикаспийской впадины *N. punctilia* исчезает гораздо раньше появления *N. vetae*. Интересно, что по подошве зоны *N. vetae*, залегающей несколько выше нижней границы зоны *Dictyocha hexacantha*, К. Перш-Нильсен проводит в Норвежском море границу между средним и верхним эоценом (Perch-Nielsen, 1976).

Исходя из данных, полученных по биостратиграфическому распространению диатомей и силикофлагеллат, можно предполагать, что в Прикаспии граница между средним и верхним эоценом может проходить в пределах зон *Bipalla oamaruensis* и *Dictyocha hexacantha* s. str.

Первоначально по комплексу палеонтологических данных зона *Bipalla oamaruensis*, приуроченная к обуховской свите Днепровско-Донецкой впадины, датировалась мною поздним эоценом (Глезер, 1979а). Однако не исключено, что ее нижняя часть может еще относиться к самым верхам среднего эоцена.

Точное положение границы между двумя подразделениями эоцена в восточном Прикаспии можно будет определить только тогда, когда комплексы кремнистого планктона будут найдены вместе с планктонными фораминиферами или нанопланктоном. Шубарсайская свита, по моему мнению, пока может условно относиться к верхам среднего-позднему эоцену. Возможно, по подошве этой свиты проходит граница между лютетом и бартоном, если к ней отнести глинистую пачку мощностью 2.5–3 м, по предварительным данным включенную в булдурутинскую свиту, сложенную в основном песками, алевритами и алевролитами.

Таким образом, в результате детального изучения комплексов диатомей и силикофлагеллат предложена зональная биостратиграфия кремнистых отложений эоцена северного и восточного Прикаспия. Новые материалы позволили уточнить и детализировать ранее опубликованные провинциальные зональные шкалы по обеим группам водорослей, установить границы зон и внутризональных подразделений по первому появлению стратиграфически важных видов для провинций Северной Евразии.

Так, вместо зоны *Ruxilla gracilis* с неопределенной нижней границей выделены 2 зоны *Coscinodiscus decrescens* и *Brightwellia hyperborea*. Зона *Ruxilla oligocaenica* var. *tenuis* разделена на две части: нижнюю подзону и подзону *Stephanorhynchus cre-*

*nata*. Установлена новая зона *Cosmidiscus senarius-Coscinodiscus praenitidus*. Нижняя половина зоны *Bipalla oamaruensis* разделена на две подзоны: *Cristodiscus succinctus* и *Cosmidiscus brevibradiatus*.

В шкале по силикофлагеллатам верхняя часть зоны *Distephanus antiquus* выделена в подзону *Naviculopsis punctilia*; установлена также новая зона *Corbisema flexuosa*. Зональная провинциальная шкала скоррелирована с океанической шкалой, что позволило уточнить возраст зон.

В большинстве случаев оказалось невозможным использовать уровни появления в разрезах Прикаспия видов-индексов океанических шкал в качестве датировочных. Это объясняется тем, что зональные шкалы эоцена по диатомеям, в том числе и океанические (Fenner, 1985), являются провинциальными, уровни появления видов обычно отражают наступление для вида благоприятных условий в определенной акватории. Особенности распространения изученных эоценовых ассоциаций диатомей и силикофлагеллат в морских эпиконтинентальных бассейнах Северной Евразии позволяют прийти к заключению, что в конце раннего-начале среднего эоцена Прикаспийский бассейн вошел в Евросибирскую палеоальгологическую провинцию, а во второй половине среднего и в позднем эоцене – в Евротургайскую.

Поскольку в каждой из провинций экологическая обстановка контролируется совокупностью глобальных и местных факторов, определяющих характер альгофлор, более надежная корреляция основана не столько на датировочных уровнях, сколько на степени сходства систематического состава зональных комплексов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бархатова Н.Н., Размыслова С.Н. Стратиграфия и нуммулитиды эоценовых отложений Прикаспийской впадины Л.: Наука, 1974. 22 с.
- Беньямовский В.Н., Сегедин Р.А., Акопов Т.Р. и др. Новые свиты палеоэоцена и эоцена Прикаспийской впадины // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 5. С. 68–75.
- Бугрова Э.М., Табачникова И.П., Николаева И.А. и др. Палеогеновая система // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. 160 с.
- Глезер З.И. О находке позднеэоценовых диатомовых, силикофлагеллат и эбридней на западном склоне Мугоджар // Новости систематики низших растений. М.; Л.: Наука, 1967. С. 21–25.
- Глезер З.И. Эоценовые диатомеи // Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Л.: Наука, 1974. Т. 1. С. 115–143.
- Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979а. № 11. С. 19–30.

- Глезер З.И.* О зональном расчленении палеогена Средиземноморской области в пределах СССР по кремневым жгутиковым водорослям // Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. Тр. XIX сессии Всесоюз. палеонтол. о-ва. Л.: Наука, 1979. С. 24–42.
- Глезер З.И., Табачникова И.П.* Биостратиграфия палеогеновых отложений Северного и Восточного Прикаспия // Сов. геология. 1985. № 8. С. 56–64.
- Стрельникова Н.И.* Палеогеновые диатомовые водоросли // СПб: Изд-во СПб. университета, 1992. 331 с.
- Рубина Н.В., Дрознес М.А.* Эоценовые отложения Нижнего Приобья // Решения и тр. межвед. совещ. по разработке и уточнению стратиграф. схем Зап.-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 264–271.
- Bukry D.* Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maestrichtian to Quaternary marine sediment // Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. 1981. V. 32. P. 433–444.
- Fenner J.* Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms // Plankton Stratigraphy. Cambridge; London; New York: Cambridge University Press, 1985. P. 713–762.
- Fenner J.* Occurrences of pre-Quaternary Diatoms in Scandinavia reconsidered // Meyniana. 1988. Bd. 40. S. 133–141.
- Fourtanier E.* Paleocene and Eocene Diatom Biostratigraphy and taxonomy of Eastern Indian ocean site 752 // Proceeding of the Ocean Drilling Program. Sci. Results. 1991. V. 121. P. 171–187.
- Gombos A.M.* Early Middle Eocene Diatom Evolutionary Events // Bacillaria. Braunschweig. J. Cramer. 1982. P. 225–242.
- Jousé A.P.* Diatoms Biostratigraphic Zones of the Eocene // Nova Hedwigia. 1979. Beihefte 64. P. 427–440.
- Martini E.* Silicoflagellate zones in the Eocene and early Oligocene // Senckenberg. Lethaea. 1974. V. 54. P. 527–532.
- Martini E., Müller C.* Eocene to Pleistocene Silicoflagellates from the Norwegian-Greenland sea (DSDP, Leg. 38) // Init. Rep. DSDP Washington. 1976. V. 38. P. 857–896.
- Mclean H., Barron J.A.E.* Late Middle Eocene diatomite in north western Baja California sur, Mexico: implication for tectonic translation // Paleogene Stratigraphy, west coast of North America. Los Angeles, California. 1988. P. 1–7.
- Perch-Nielsen K.* New silicoflagellates and a silicoflagellate zonation in north European Paleocene and Eocene diatomites // Bull. geol. Soc. Danmark. 1976. V. 25. P. 27–40.
- Perch-Nielsen K.* Silicoflagellates // Plankton Stratigraphy. Cambridge; London; New York: Cambridge University Press, 1985. P. 813–846.

Рецензент Ю.Б. Гладенков



УДК 551.7.02:782.23/791(575.4)

## О СООТНОШЕНИИ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

© 1996 г. И. А. Дуброво\*, А. Н. Нигаров\*\*, П. В. Федоров\*\*\*

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

\*\* Центральная лаборатория ПО Туркмен-геология, 744015 Ашхабад, Пограничная ул., 94, Туркменистан

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

Поступила в редакцию 02.06.94 г., получена после доработки 25.12.94 г.

Рассматриваются вопросы корреляции морских и континентальных отложений Туркмении на основании новых материалов и опубликованных данных по фауне позднего плиоцена и плейстоцена. Изученные ископаемые млекопитающие относятся к разным родам, видам и подвидам шести отрядов Mammalia. Фиксируемые смены состава фауны в позднем плиоцене–плейстоцене позволяют говорить о палеогеографических изменениях, происходивших на территории Западной Туркмении в это время. Предлагается возможное сопоставление фаунистических комплексов в пределах всей области Каспия.

**Ключевые слова.** Стратиграфия, корреляция, фауна, млекопитающие, моллюски, плиоцен, плейстоцен, Туркмения, Азербайджан.

Западная часть Туркмении является одной из наиболее перспективных областей, где можно установить коррелятивные соотношения морских и континентальных отложений, что чрезвычайно важно для обоснования стратиграфической шкалы всей области Каспия. Авторами в разные годы проводилось изучение морского плиоцена и плейстоцена, а также сопряженных с ними континентальных образований территории Западной Туркмении. Надежность этих стратиграфических построений основана на детальных полевых исследованиях, изучении собранных остатков богатой фауны солоноватоводных моллюсков и остатков ископаемых позвоночных. Наиболее детальные исследования проводились в Юго-Западной Туркмении. Здесь на значительной площади от западной части Низменных Каракумов до Каспийского моря отчетливо прослеживается аллювиально-озерная толща розовато-палевых алевроитов и глин, представляющая собой осадки Палео-Аму-Дарьи. Характерным для этой толщи является наличие прослоев (мощностью 0.5–2 м) серых слюдястых песков с катунами розовато-палевых глин и алевроитов, которые формировались в условиях более быстрого течения, когда Палео-Аму-Дарья размывала свои ранние отложения. Эта толща, содержащая пресноводную фауну моллюсков (*Unio* и др.), выделяется как каракумская свита. Она вскрыта скважинами также в восточной части Низменных Каракумов.

Верхний горизонт слюдястых песков с глиняными катунами в нескольких пунктах в Западной, а также и в одном в Восточной Туркмении содержит остатки ископаемых позвоночных. Западные

местонахождения приурочены к долине Палео-Аму-Дарьи. Наиболее интересное местонахождение находится во впадине Худай-Даг, где П.В. Федоровым (1945) было обнаружено захоронение ископаемого слона. Череп и несколько костей скелета, позднее раскопанные и изученные, были описаны как голотип нового вида – *Palaeoloxodon turkmenicus* (Dubrovo) (Дуброво, 1955, 1960). Обломки костей ископаемых слонов и парнопалых находили при геологических работах: П.В. Федоров (1959) в пятидесятые годы в долине р. Узбой в дефляционных понижениях каракумской свиты, А.Н. Нигаров в 1962 г. – во впадине Урунджик. Фрагментарность остатков позволила определить их принадлежность только как *Elephas s. lato* и *Bos. s. l.*

Для получения более полных данных о плейстоценовой фауне позвоночных этого региона в 80-х годах Туркменским геологическим управлением и Палеонтологическим институтом АН СССР были организованы совместные полевые исследования. В результате был детально обследован район между Большим Балханом и Кюрен-Дагом с севера на юг, и между озером Ясха и Каспийским морем с востока на запад. Проведенные нами сборы дали материалы, правда, часто фрагментарные, по шести отрядам млекопитающих, двум – птиц, одному – рептилий и двум – рыб. Все изученные местонахождения позвоночных приурочены к аллювиально-озерным отложениям.

Наиболее многочисленны находки среднеплейстоценовых позвоночных. Все они происходят

из горизонта слюдистых песков с глиняными катунами.

В долине Узбою юго-западнее пос. Ясха нами были найдены мелкие фрагменты бивня и зубных пластинок слона<sup>1</sup>. Судя по толщине эмали, равной 3 мм, остатки принадлежат слонам рода *Archidiskodon* или *Palaeoloxodon*. Здесь же найдены восьмая краевая пластинка *Testudinoidea* и небольшой фрагмент метаподии мелкой формы *Artiodactyla*. Эти остатки собраны на осыпи среднеплейстоценовых светло-серых слюдистых мелкозернистых песков с глиняной галькой и пресноводными моллюсками *Unio* sp., *Corbicula fluminalis* Müll., *Limnaea* sp. Во впадине Худай-Даг, кроме известного захоронения *in situ* части скелета *Palaeoloxodon turkmenicus*, были найдены верхний коренной зуб этого вида слона, фрагменты зубов *Elasmotherium*, часть рога оленя, позвонки сома – *Silurus* sp. На склоне этой впадины найден обломок зуба слона рода *Mammuthus*. Одновременное существование на одной территории слонов родов *Palaeoloxodon* и *Mammuthus* достаточно хорошо известно, хотя они и были обитателями разных биотопов: *Mammuthus* – открытых пространств, а *Palaeoloxodon* – в основном лесных. Для Туркмении совместное нахождение остатков этих двух родов слонов хорошо увязывается с характером вмещающих отложений. Горизонт песков с глиняными катунами указывает на существование мощных речных потоков, а следовательно и галерейных лесов в долинах.

Из местонахождения Урунджик также известны остатки туркменского слона; кости элясмותרия найдены здесь расположенными в анатомическом порядке, что доказывает их захоронение *in situ*. Парнопальцы представлены остатками двух семейств – *Bovidae* и *Cervidae*. Здесь собраны также пластины панциря черепах, *Testudinoidea*, и фрагмент черепа сома – *Silurus* sp. В этом же горизонте на острове Челекене найдены фрагменты зубов хазарского слона *M. trogontherii chosaricus* Dubrovo. Непарнопальцы представлены здесь тремя родами: *Elasmotherium*, *Dicerorhinus* и *Hemionus*. Парнопальцы – двумя формами мелких *Bovidae*, а также *Bos s. lato* и двумя таксонами *Cervidae*. Здесь найдены кости зайца – *Lepus* и хищника – *Canis*; птиц: *Falcolinus*, *Anax* и *Ancer*, а также пластинка *Testudinoidea*, позвонки рыб – *Silurus* и *Esox* (Dubrovo, Nigarov, 1990). Наиболее важна находка *M. trogontherii chosaricus* – одной из основных форм хазарского<sup>2</sup> фаунистического комплек-

са. Голотип его происходит из среднеплейстоценовых отложений Черного Яра в Поволжье. Остатки позднего подвида трогонтериевого слона известны также еще из целого ряда местонахождений этого возраста.

Стратиграфическое положение каракумской свиты определяется достаточно точно. Она перекрывается морскими отложениями хвалынского возраста, которые в Низменных Каракумах датируются раннехвалынскими *Didacna ebersini* Fed. и *D. cristata* Bog. На Челекене выше горизонта с глиняными катунами залегают желто-серые пески с хвалынскими *D. praetrigonoides* Nal., *D. pallasi* Prav. (Невесская, 1956). Верхняя часть каракумской свиты в Прибалханском районе и по Узбою содержит раковины крупных пресноводных *Unio*. Остатки млекопитающих (*M. trogontherii chosaricus* и др.) позволяют датировать эти отложения каракумской свиты средним плейстоценом. Нижняя часть каракумской толщи в разрезах о. Челекен и в районе Красноводска хорошо датируется как нижний хазар фауной морских моллюсков *Didacna subpyramidata* Prav., *D. lindleyi* (Dasch.) Fed., *D. paleotrigonoides* Fed. из прослоев розовато-палевых глин (Невесская, 1958; Федоров, 1953, 1959). Несколько дальше на запад вся аллювиально-озерная толща сменяется морскими отложениями с фауной хазарских двустворок.

Ниже каракумской свиты вскрывается кровля бакинских отложений – урунджикские слои. Представлены они серыми песками (мощностью 1–2 м) с обильной фауной солоноватоводных моллюсков: *Didacna eulachia* Bog. (Fed.), *D. pravoslavlevi* Fed., *Dreissena rostriformes* Desh., *Dr. polymorpha* (Pall.) (Невесская, 1956, 1958; Федоров, 1953). Этот горизонт прослеживается во впадинах Урунджик, Кумдаг, на Западном Челекене, а также вскрыт скважиной около озера Ясха. Нижнебакинские слои в разрезах Челекена, впадин Урунджик и Кумдаг и возвышенности Монжуклы и в ряде скважин в Восточной Туркмении содержат раковины *Didacna parvula* Nal. и *D. catillus* Eichw. – форм, характерных для этого времени. Самые низы бакинских отложений представлены крупнозернистыми косослоистыми аллювиальными песками тюркянской свиты. В Прибалханском районе они залегают с размывом и угловым несогласием на морском апшероне.

На Челекене в бакинских отложениях, подстилающих хорошо датированные фауной моллюсков раннехазарские слои, встречены неопределимые обломки костей млекопитающих. Видимо, из этих отложений происходят найденные на осыпи фрагменты зубов лошади *E. cf. süssenbornensis* Wust и два зуба крупной полевки – эволюционно поздней *Mimomys* или ранней *Arvicola* (определение А.К. Агаджаняна). Из верхнебакинских отложений был описан фрагмент рога *Cervus elaphus* L. (Павлова, 1926).

<sup>1</sup> Методику изучения зубов ископаемых слонов см. Дуброво (1960).

<sup>2</sup> Название хазарский слон – перевод латинского *chosaricus*, которое было, как и *Eguus chosaricus* Громова, дано по транскрипции слова “хазарский” в Словаре русского языка С.И. Ожегова, 1953. Названия геологического возраста и фаунистического комплекса хазарский происходят от тюркского названия Каспийского моря – Хазарское море.

Остатки апшеронских наземных позвоночных найдены в районе возвышенности Монжуклы. Апшеронские отложения представлены здесь переслаивающимися пачками глин, песков и алевролитов. В их основании залегают прослой и линзы галечников, в которых были захоронены скорлупа яиц страуса – *Struthio asiaticus* M. Edw.<sup>3</sup> и пластины зубов слона. Толстая эмаль (3–3.5 мм) и показатель частоты пластин (меньше четырех) позволяют говорить о принадлежности остатков южному слону – *Archidiskodon meridionalis* (Nesti). Более детальное (подвидовое) определение по имеющемуся фрагментарному материалу невозможно. Этот вид включает два подвида, характерных для разных фаунистических комплексов (Дуброво, 1991). Для апшеронского–таманского комплекса характерен поздний подвид южного слона – *A. meridionalis tamanensis* Dubrovo, голотип которого происходит из отложений этого возраста Приазовья. На территории Туркмении это первая находка остатков южного слона. Видимо, и здесь в апшеронское время существовал *A. meridionalis tamanensis*.

Из морских отложений апшеронского возраста на о. Челекен известны остатки дельфинов *Delphinus delphis* L. и *Phocaena* sp. (Кирпичников, 1951; Рябинин, 1908).

Нижележащие акчагыльские отложения широко представлены в Западной Туркмении. Они содержат морскую фауну средиземноморского типа – *Cardium dombra* Andr., *Mastra subcaspia* Andr. и др. В верхах акчагыла встречается *Dreissena polymorpha* Pall., характеризующая фазу опреснения, связанную с регрессией моря.

Фауна позвоночных Юго-Западной Туркмении акчагыльского времени известна по отпечаткам следов (Аманниязов и др., 1979). В среднеакчагыльских песчаниках Кюрен-Дага и на юге Красноводского полуострова (местонахождения Уфра, Гяурли и Ак-Оба) хорошо сохранились следы верблюдов, мелких парноногих, хищников, видимо, пришедших на берег моря, а также птиц. Из Южной Туркмении описана большая песчанка *Pliothobomys gromovi* Fokanov (Фоканов, 1976), зубы которой происходят из акчагыльской гокчинской свиты. В средне-верхнеплиоценовых отложениях района Копетдага были найдены остатки *Canidae*, *Pseudomeriones* sp. и *Testudo horsfieldi* Gray (Бирман и др., 1971). В районах Бодхызского залива и Красноводского полуострова в отложениях позднего плиоцена встречается скорлупа яиц *Struthio asiaticus* (Михайлов, Курочкин, 1988).

В Восточной Туркмении остатки ископаемого слона были впервые обнаружены в 1989 г. при строительстве Зейдского водохранилища. На месте находки А.Н. Нигаровым был описан разрез северо-восточного борта котлована. Отложения,

составляющие его, четко расчленяются на три пачки.

1. Верхняя, состоящая из эоловых светло-серых мелко- и тонкозернистых пылеватых песков. Мощность 1.7 м.

2. Средняя, относимая туркменскими геологами к обручевской свите, представлена переслаивающейся толщей мелкозернистых и тонкозернистых глин. Глины характеризуются высокой карбонатностью, достигающей 16–50%. Распространение рассматриваемых отложений и их строение свидетельствуют, что формирование их связано с деятельностью североафганских рек. Мощность 9.5 м.

3. Нижняя пачка – пески мелкозернистые, слюдястые, разнослоистые с мелкими катунами коричневыми глин, редкими раковинами *Unio* sp. и *Anodonta* sp. В песках заключены остатки слона. Вскрытая мощность 2 м.

Во время земляных работ череп и нижняя челюсть были разрушены. Сохранились принадлежащие одной особи правый и левый предпоследние верхние коренные зубы ( $M^2$ ), три пластинки последнего верхнего зуба ( $M^3$ ) и две частично обломанные пластинки нижнего, вероятно, последнего коренного зуба ( $M_3$ ), переданные для научной обработки И.А. Дуброво<sup>4</sup>.

*Описание.*  $M^2$  (рисунок, I). Полное число пластин было 13 или 14. Коронка зуба узкая, высокая, частота пластин 6. Эмалевый слой 3 мм, синус слабо выражен. Цемент на зубах почти не сохранился.

$M^3$ . Коронка зуба, судя по форме пластин, была узкая, высокая: ширина трех пластин: 78, 78 и 80 мм, высота их соответственно 151, 140 и 171 мм. Четко выражена фигура стирания типа ---.

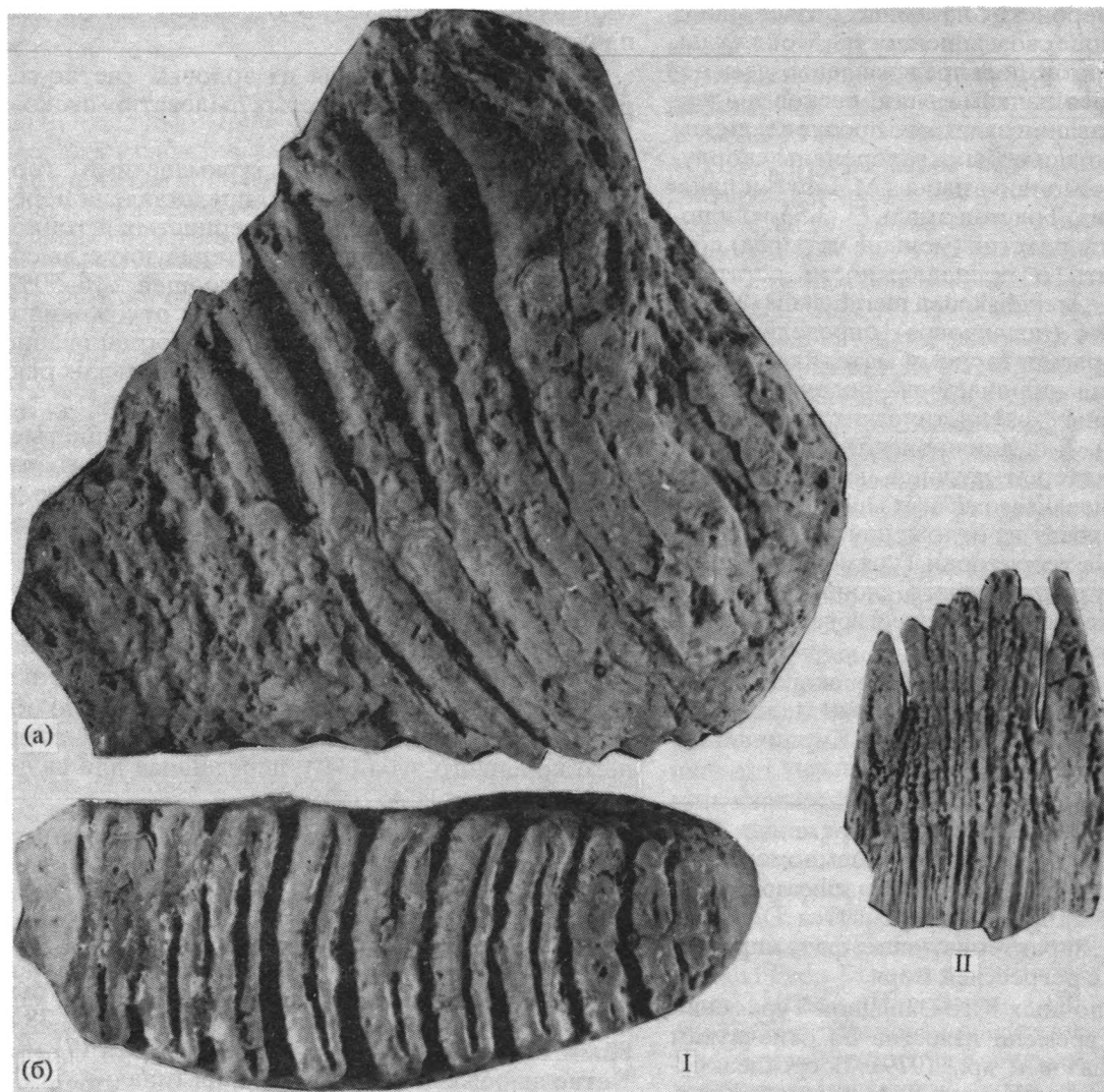
$M_3$ . Коронка зуба была, видимо, узкая, эмаль толстая – 3 мм. Характерная для зуба фигура стирания четко устанавливается по строению сохранившейся пластины. Сосочки верхушки средней части пластины разделены неглубоко, а боковые столбики – наружный и внутренний – отделены глубоко (рисунок, II). При стирании пластины это дало бы на жевательной поверхности зуба два боковых диска и длинный средний овал (---), т.е. типичную для рода *Palaeoloxodon* фигуру стирания.

Узкая, высокая коронка зубов, фигура стирания антиквоидного типа, наличие, хотя и слабо выраженного, срединного синуса указывают на принадлежность зубов слону рода *Palaeoloxodon*.

При сравнении слона из Зейдского местонахождения с известными видами палеолоксодонтных слонов (Dubrovo, 1981) может быть исключено отнесение его к видам *P. antiquus* (Falc. et Cautl.)

<sup>4</sup> Материалы хранятся в краеведческом музее г. Чарджов, Туркменистан.

<sup>3</sup> Определение К.Е. Михайлова (Михайлов, Курочкин, 1988).



*Palaeoloxodon turkmenicus* Dubrovo, Зейдское водохранилище, Туркмения, средний плейстоцен, ок.  $\times 0.5$ .

I. Правый предпоследний верхнечелюстной зуб ( $M^2$ )

а – вид с внутренней стороны, б – вид с жевательной поверхности.

II. Неполная пластина последнего нижнечелюстного зуба ( $M_3$ ).

и *P. namadicus* (Falc. et Cautl.), зубы которых имеют относительно более широкую коронку; к виду *P. meridionaloides* (Gromova), характеризующемуся  $M_3$  с меньшей частотой пластин при относительно тонкой эмали, а также к *P. germanicus* (Stefănescu) и *P. paumotii* (Makiyama), имеющим зубы с более тонкой эмалью. Голотип *P. turkmenicus* – остатки очень крупного взрослого самца. Известны только его последние коренные зубы, которые у слонов крупнее и характеризуются большей частотой пластин, более толстой эмалью чем  $M_2$ . Именно такая разница отмечается между  $M^3$  голотипа *P. turkmenicus* и найденным в 1989 г.  $M^2$ , принадлежащим более молодой и не очень крупной особи, возможно самке. Толщина эмали  $M_3$  у

обоих особей слона одинаковая – 3 мм, одинаково развит и синус. Все сказанное позволяет считать описываемые остатки ископаемого слона принадлежащими *P. turkmenicus*. Полученные новые данные дополняют диагноз этого вида и расширяют известный ареал его распространения.

Находка вместе верхних и нижних зубов одной особи слона указывает на отсутствие их переотложения. Скелет туркменского палеолоксодонтного слона, раскопанный в Прибалханском районе Туркмении, также был захоронен на месте его гибели (Федоров, 1945; Дуброво, 1955). В обоих случаях остатки находились в горизонте серых слюдястых песков с глиняными катунами. Остатки *Palaeoloxodon turkmenicus*, найденные *in situ* в

отложениях нижней пачки в районе Зейдского водохранилища, определяют ее геологический возраст, как хазарский, подтверждают датировку залегающей выше обрубевской свиты поздним плейстоценом и позволяют коррелировать подстилающие ее отложения с каракумской свитой юго-западной Туркмении. Такое широкое распространение одновозрастных и литологически сходных отложений позволяет считать, что Палео-Аму-Дарья сильно меандрировала и часто меняла свое русло в среднем плейстоцене – от современной долины Аму-Дарьи до Каспийского моря.

Средний плейстоцен был временем последней стадии существования Палео-Аму-Дарьи, как речной артерии, существовавшей в Низменных Каракумах и Прихалханском районе и сбрасывавшей свои воды в Хазарское море.

Литолого-фациальное изучение каракумской свиты показало, что ее формирование происходило в условиях довольно мощного поступления вод по Палео-Аму-Дарье. Это обводнение, четко фиксируемое от Низменных Каракум до района г. Красноводска (Федоров, 1957), было связано с таянием горных ледников Запада Средней Азии.

В разрезах каракумской свиты, непосредственно примыкающих к горным склонам Большого Балхана, а также на южном берегу Красноводского полуострова, местного пролювиально-делювиального материала или крайне мало, или нет вообще. Это указывает на отсутствие интенсивных водно-эрозионных процессов в юго-западной части Туркмении. Аналогичная обстановка была и на Кавказском побережье Каспия. Строение нижнехазарских отложений здесь также указывает на слабое развитие в этом районе пролювиально-делювиальных процессов. Таким образом можно предполагать, что климатические условия в это время на юге всей Каспийской области были очень близкими. Это подтверждается также палинологическими данными (Филиппова, 1993).

Все местонахождения остатков позднекайнозойских позвоночных Туркмении приурочены к водным отложениям: плиоценовые – к прибрежным и морским, плейстоценовые – к речным и иногда к озерным. Значительная часть собранного материала фрагментарна, мало остатков, захороненных на месте гибели животного или очень недалеко от него. Однако проведенные работы значительно пополнили знания об ископаемой фауне плиоцен-плейстоцена этого региона.

Палеонтологические и геологические данные позволяют сделать некоторые выводы, касающиеся палеогеографии и климата. Так, видимо, климат позднего плиоцена и самого начала плейстоцена западной Туркмении был сухим и жарким, сходным с современным, здесь в это время были пустыни и полупустыни. Только вдоль рек были более влажные участки с кустарниковой и древесной растительностью.

В бакинское и особенно хазарское время климат становится более влажным и, очевидно, менее жарким: нет обитателей пустынь и полупустынь, больше форм, связанных с лесными биотопами; основная часть животных – обитатели степей.

Палеозоологические данные согласуются с палеоботаническими. Определение Р.Е. Гитерман остатков пыльцы растений из озерных раннеплейстоценовых отложений местонахождения Челекен показало, что флора этого времени почти не отличалась от современной – преобладают Gramineae, много Chenopodiaceae. Десятью пять процентов остатков ископаемых растений из позднебакинских отложений местонахождения Монжуклы (Самсонов, 1963) принадлежит разным видам лебеды (род *Artiplex*), существующим в Прикаспийской области и в настоящее время. Из хазарских отложений местонахождения Урунджик С.К. Самсоновым (1963) определены отпечатки листьев ив, тополя, лоха. По мнению этого исследователя джунгарская и белая ива, найденные здесь, – свидетели некоторого похолодания и увлажнения климата в среднем плейстоцене.

Поворот Палео-Аму-Дарьи в конце хазарского времени к северу обусловил аридизацию климата Юго-Западной Туркмении и усиление континентальности, что в свою очередь привело к изменению ландшафта и фауны.

Достаточно точная биостратиграфическая корреляция морских и континентальных отложений Туркмении дает основание наметить следующие возможные соотношения рассмотренных фаунистических комплексов с их аналогами в других частях Понто-Каспийской области.

Так, несомненно фауна из верхов каракумской свиты Западной Туркмении с *M. trogontherii chosagicus*, *Elasmotherium*, *Cervidae* и *Bovidae* относится к среднеплейстоценовому хазарскому фаунистическому комплексу. На это указывают ее систематический состав и стратиграфическое положение. И в Туркмении, и в Нижнем Поволжье, стратиорегионе этого комплекса, остатки млекопитающих происходят из хазарских аллювиальных отложений. Для местонаждений Туркмении: Зейдского, Худай-Даг, Урунджик, Челекен возраст может быть дан более детально – вторая половина раннего хазара. Вероятно, очень близки по возрасту и отложения с остатками *P. turkmenicus* в Западной и Восточной Туркмении. Более проблематична корреляция фауны *Equus*-cf. *süsenbornensis*, *Dicerorhinus* sp., крупной полевки с о. Челекен, происходящих, вероятно, из бакинских отложений (Dubrovo, Nigarov, 1990), и датированных этим временем находок слона тираспольского фаунистического комплекса – *Mammuthus trogontherii trogontherii* (Pohl.) в Азербайджане<sup>5</sup>. Фрагменты костей черепа и зуба, принадлежащих

<sup>5</sup> Определения В.И. Громова и И.А. Дуброво.

раннему подвиду трогонтериевого слона, были найдены в 1974 г. группой геологов – П.В. Федоровым, А.В. Мамедовым, А.Г. Векиловым и Н.В. Пашалы, на северном крыле антиклинали Караджа. Остатки происходят из косослоистых аллювиальных песков, залегающих с размывом на розоватых вулканических пеплах. Возраст песков по трекам, полученный в лабораториях МГУ и г. Пизы в Италии, 0,5–0,6 млн. лет (устное сообщение И.С. Чумакова). Ниже пеплов лежит пачка глин и песков с типичной позднебакинской фауной моллюсков – *Didacna cf. rudis*, *D. eulachia* в ее основании. Слой с костными остатками перекрыт толщей глин и песков с прослоями гальки общей мощностью 30–40 м. В верхней ее части встречены парные створки *D. trigonula* (Dasch.) *Vekil*, *D. lindlei* (Dasch.), *D. cf. pallasi* Prav., *Dreissena polymorpha* (Pall.). Фауна эта определенно указывает на раннехазарский возраст (самое начало) этих осадков. В аналогичной стратиграфической позиции находились фрагменты зубов слона, обнаруженного Н.А. Лебедевой (1972) в северной части Дуздага и отнесенные В.И. Громыным к *M. trogontherii cf. trogontherii* (= *A. cf. wüsti* этого автора).

Таким образом остатки раннего подвида трогонтериевого слона в обоих районах Азербайджана были захоронены в самых низах континентальной свиты, пограничной между морскими бакинскими и нижнехазарскими отложениями, именуемой в Азербайджане ушгальской. Хорошо сопоставляется фауна позвоночных, возможно, таманского комплекса из местонахождений Монжуклы в Туркмении и на Дуздаге в районе ст. Герань в Куринской низменности (Лебедева, 1972). В обоих пунктах остатки южного слона *A. meridionalis* (в Азербайджане, определенные до подвида – *A. meridionalis tamanensis*) и *Struthio asiaticus* найдены в апшеронских отложениях, хорошо датируемых фауной моллюсков.

Проведенные исследования частично поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (проект 94-04-13030) и Международным научным фондом грант JAB-100.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аманниязов К.А., Нигаров А.Н., Узакон О.У.* Окаменевшие следы животных в древней пустыне // Пробл. освоения пустынь. 1979. Т. 5. С. 80–82.
- Бирман А.С., Жегалло В.И., Расцветаев Л.Ф. и др.* О находке плиоценовых позвоночных в молассовых отложениях Восточного Копет-Дага // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46. Вып. 2. С. 99–106.
- Дуброво И.А.* Новые данные о строении и распространении древнего слона (*Hesperoloxodon*) // Докл. АН СССР. Нов. сер. 1955. Т. 10. № 4. С. 759–762.
- Дуброво И.А.* Древние слоны СССР // Тр. ПИН АН СССР. 1960. Т. 85. 78 с.
- Дуброво И.А.* Стратиграфическое значение ископаемых *Elephantinae* и граница между неогеновой и четвертичной системами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 9–18.
- Кирпичников О.А.* О дельфинах из отложений апшеронского яруса // Докл. АН СССР. Нов. сер. 1951. Т. 79. № 6. С. 1021–1024.
- Лебедева Н.А.* О геологическом положении остатков наземных млекопитающих хапровского, таманского и тираспольского комплексов в разрезе морских слоев ачкагыла и апшерона Восточного Закавказья // Бюл. Комис. по изучению четверт. периода. 1972. № 38. С. 99–115.
- Михайлов К.Е., Курочкин Е.Н.* Скорлупа ископаемых *Struthioniformes* из Палеарктики и ее место в системе представлений об эволюции *Ratitae* // Тр. ССМПЭ, 1988. Вып. 34. С. 43–65.
- Невесская Л.А.* К биоистратиграфии морских четвертичных отложений Туркмении // Бюл. МОИП. 1956. Т. 31. № 3. С. 65–79.
- Невесская Л.А.* Четвертичные морские моллюски Туркмении // Тр. ПИН АН СССР. 1958. Т. 65. 82 с.
- Павлова М.В.* *Cervus tschelekensis* n. sp. и *Alces maeoticus* n. sp. // Ежегодн. Русск. Палеонтол. о-ва. 1926. Т. IV. С. 45–72.
- Рябинин А.Н.* Дельфин из плиоценовых отложений острова Челекен // Изв. Геол. ком-та. 1908. Т. 27. № 148. С. 517–521.
- Самсонов С.К.* Палеогеография Западной Туркмении в новокаспийское время. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 125 с.
- Федоров П.В.* О находке скелета млекопитающего в низовьях Узбоя // Тр. Туркм. геол. управления. 1945. Вып. 1. С. 84–85.
- Федоров П.В.* Каспийские четвертичные моллюски рода *Didacna* Eichwald и их стратиграфическое значение // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 112–130.
- Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. ГИН АН СССР. 1957. Вып. 10. 296 с.
- Федоров П.В.* Четвертичные отложения Западной Туркмении и их положение в единой стратиграфической шкале Каспийской области // Тр. Ин-та геол. АН СССР. 1959. Т. II. С. 5–45.
- Филиппов Н.Ю.* Палинологические комплексы верхнего плиоцена–среднего плейстоцена Восточного Закавказья и Западной Туркмении и их значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1993. С. 1–26.
- Фоканов В.А.* Новый род и вид песчанки *Pliorhombomys gromovi* Fokanov sp. nov. (Mammalia, Rodentia) из позднего плиоцена Южной Туркмении // Эволюция грызунов и история формирования их современной фауны. Л.: Наука, 1976. С. 122–124.
- Dubrovo I.A.* Die fossilen Elephanten Japans // Quartärpaläontologie. Bd. 4. 1981. P. 49–84
- Dubrovo I.A., Nigarov A.N.* Plio-Pleistocene fossil vertebrate localities of South-Western Turkmenia, USSR // Quartärpaläontologie. Bd. 8. 1990. P. 35–45.

Рецензент Л.А. Невесская

УДК 251.76/77:553.982.234(251:262.81)

**СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
СОЛЯНОКУПОЛЬНОГО БАСЕЙНА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

© 1996 г. Ю. А. Волож\*, А. В. Синельников, В. Г. Грошев\*\*

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

\*\* Совместное российско-французское предприятие "Совфрансгео",  
143300 Нарофоминск, Киевское шоссе, 5, Россия

Рассмотрены уникальные природные образования в пределах солянокупольного бассейна Прикаспийской впадины – вторичные (компенсационные) мульды, в которых накопились разновозрастные надсолевые мезозойско-кайнозойские отложения огромной мощности. Определено место аномальных мульд в галокинетическом развитии бассейна, охарактеризованы особенности их выделения, типизации и районирования, проведены литолого-фациальный анализ, сравнительный анализ мощностей и скоростей седиментации во вторичных мульдах и фоновых (стандартных) разрезах. Сделан вывод об исключительной влажности аномальных мульд для наиболее полного решения различных вопросов стратиграфии надсолевого комплекса Прикаспийской впадины.

**Ключевые слова.** Прикаспийская впадина, солянокупольный бассейн, компенсационная мульда, галокинез, мезозойско-кайнозойский.

Прикаспийская впадина – крупнейший солянокупольный бассейн мира, в пределах которого галокинетические процессы проявились с максимальной интенсивностью. Эти процессы существенно усложнили строение как самой соленосной толщи, так и перекрывающих ее надсолевых отложений, что создает объективные трудности при их стратиграфическом изучении. В чем суть возникающих проблем?

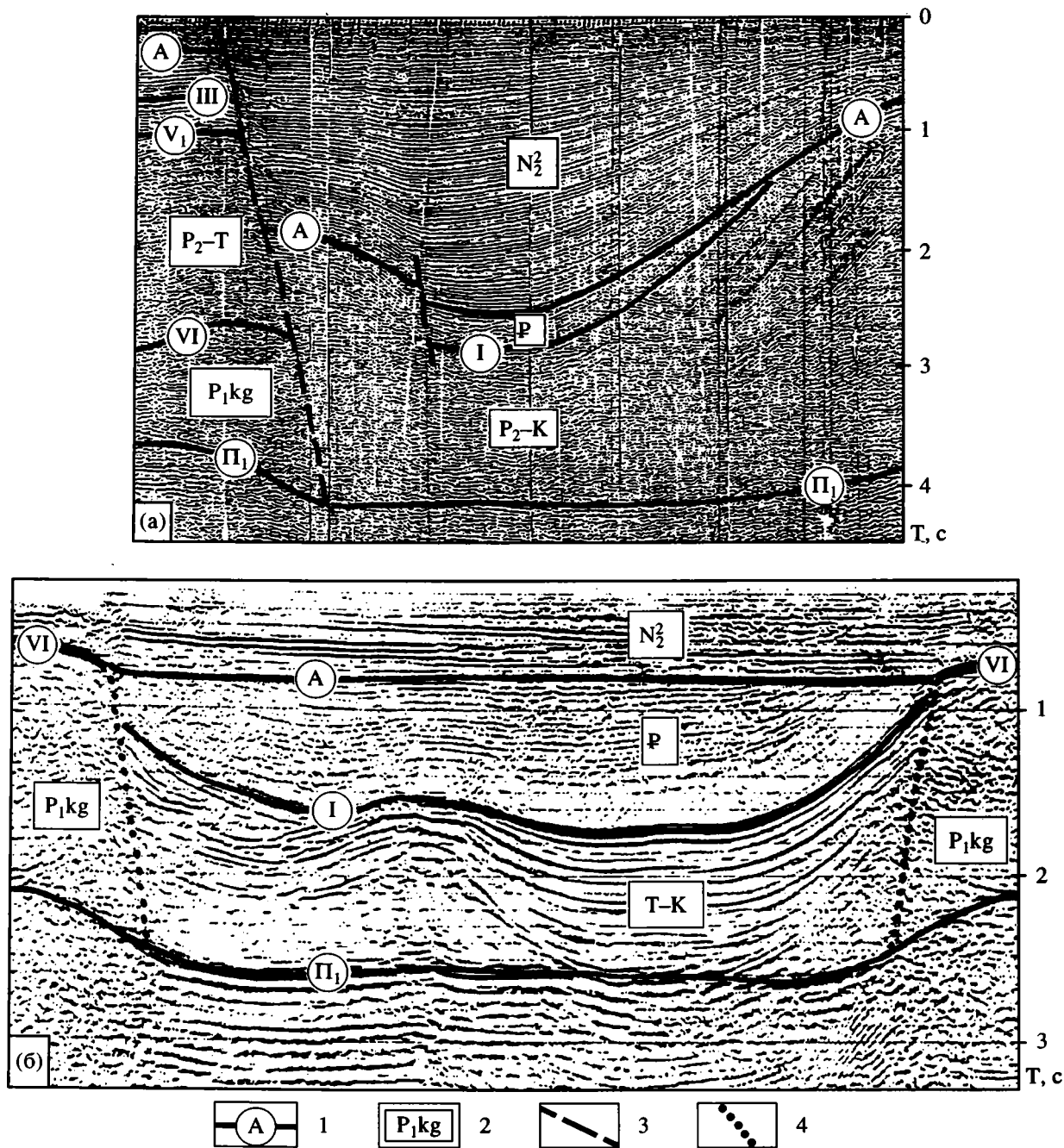
Как известно, соляная тектоника оказывает значительное влияние на величину и распределение зон поднятий и прогибов в бассейне седиментации, создавая местные источники сноса материала и контролируя скорости осадконакопления (мощности осадков).

В пределах солянокупольного бассейна каждый купол и примыкающие к нему мульды представляют собой, в некотором смысле, автономную седиментационную ячейку – галокинетически уравновешенную область – внутри которой существуют: зона галокинетического поднятия (зона аккумуляции соли), зона прогибания (зона эмиграции соли) и нейтральная зона, в которой галокинетическая составляющая равна нулю. Размеры этих зон и их местоположение в процессе галокинеза изменяются. На ранней стадии ("соляной подушки") вся галокинетически уравновешенная область практически состоит из двух зон: зоны аккумуляции соли (купол), зоны эмиграции (компенсационная мульда) и разделяющей их нейтральной линии (полосы). На второй стадии ("диапира") она наступает после того, как все способные к миграции массы соли перемещены из первичной компенсационной мульды в зону ку-

пола – структура элементарной галокинетически уравновешенной области меняется. Нейтральная полоса резко расширяет свои границы за счет бывшей первичной компенсационной мульды, формируя так называемую межкупольную зону. Зона бывшего свода купола распадается на две: одну – свод соляного штока, где продолжается аккумуляция соли, и вторую – вторичную компенсационную мульду, в которой прогибание компенсирует отток соли в соседний соляной шток.

Таким образом, в каждой элементарной галокинетически уравновешенной зоне, в зависимости от стадии галокинеза, одновременно формируются два (купол–мульда), либо три (купол–межкупольная зона–мульда) типа разреза. Купольные разрезы характеризуются сокращенной мощностью и наличием многочисленных перерывов. Меньшая часть этих перерывов прослеживается и в соседние межкупольные зоны, а большинство являются местными, маркирующими индивидуальные особенности роста купола. Мульдовые разрезы характеризуются аномально большой мощностью и максимальной полнотой. В них практически отсутствуют заметные перерывы в осадконакоплении. Межкупольные разрезы формируются в пределах межкупольной зоны, из которой способные к миграции массы соли были выжаты ранее, и занимают промежуточное положение по полноте и мощности. Фиксируемые в них несогласия и перерывы отвечают этапам регионального подъема территории.

Отмеченные особенности строения разрезов различных структурных зон галокинетически уравновешенной области, которые еще более



**Рис. 1.** Отображение аномальных мульд в волновом поле МОГТ:

а – плиоценовая муфта (площадь Новобогатинск), б – палеогеновая муфта (площадь Аксарайская).

1 – отражающие горизонты (А – подошва плиоцена, I – подошва палеогена, VI – кровля соли, П1 – кровля подсолевых отложений); 2 – возраст комплекса; 3 – разломы; 4 – крутой склон соляного купола.

усложняются вследствие одновременности прохождения каждой элементарной областью различных стадий галокинеза, делают очевидными те сложности, с которыми приходится сталкиваться уже в самом начале исследования. Речь идет о выборе эталонов (стратотипов) отдельных стратиграфических подразделений местной шкалы.

В соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса (1977), стратотипический разрез должен удовлетворять следующим условиям: “а) типичность разреза для данного стратиграфического подразделения... б) полнота разреза, т.е. отсутствие существенных стратиграфических перерывов, ясная последовательность и



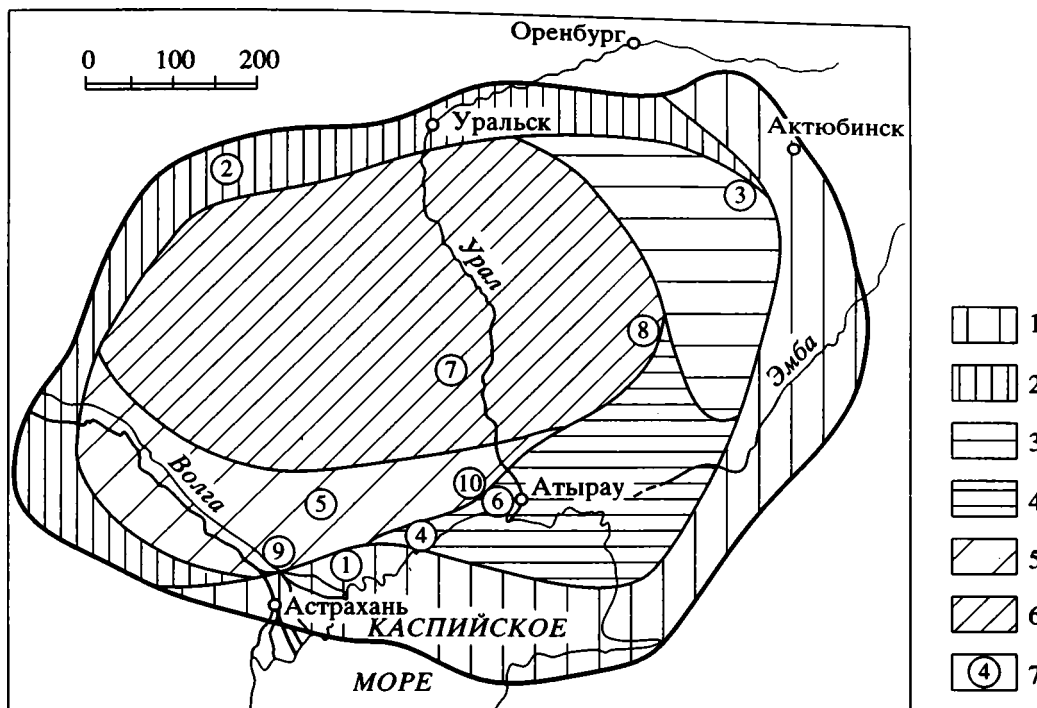


Рис. 2. Схема районирования Прикаспийской впадины по времени формирования аномальных компенсационных мульд.

Зоны с преимущественным возрастом аномальных мульд:

1 – позднермским, 2 – позднермско-раннетриасовым, 3 – триасовым, 4 – триасовым–меловым, 5 – юрским–неогеновым, 6 – палеогеновым–неогеновым; 7 – аномальные мульды (цифры в кружках): 1 – Кобяковская, 2 – Южно-Ершовская, 3 – Хобдинская, 4 – Сазанкурак Западный, 5 – Кум Северный, 6 – Кусанбай Западный, 7 – Тукбай, 8 – Соркуль, 9 – Азау, 10 – Новобогатинск.

возможность наблюдения границ с непосредственно подстилающими и покрывающими отложениями...” (с. 46). Этим требованиям лучше всего удовлетворяют мульдовые разрезы. Благодаря активному и постоянному прогибанию компенсационных мульд, а также наличию достаточного количества осадков, компенсирующих это прогибание, именно в них создаются благоприятные условия для формирования наиболее полных стратиграфических разрезов. Однако каждая конкретная компенсационная мульда развивается в течение достаточно узкого стратиграфического интервала, что вызывает сомнения в типичности ее разреза для данного района. Не случайно все известные к настоящему времени разрезы компенсационных мульд мезозоя описаны в литературе как “аномальные” либо “сверхмощные” (Березуцкая, 1985, Сверхмощный..., 1970, Липатова и др., 1992) и на этом основании не включены даже в корреляционную часть стратиграфических схем. Исключение в этом отношении составляют разрезы палеогена Тукбайской и Тюбекудукской мульд и триаса Кандыкской (Хобдинской) мульд.

В связи с изложенным мы решили проанализировать накопленные многочисленные геолого-геофизические материалы с целью выяснения вопроса “аномальности” разрезов компенсационных мульд. Благодаря резко увеличенной мощности отдельных стратиграфических подразделений компенсационные мульд достаточно надежно диагностируются на временных разрезах. Отражение некоторых видов мульд в волновом поле МОГТ показано на рис. 1. Морфологически мульды могут формировать как локальные участки с увеличенными мощностями на одной периклинали (асимметричные или однокрылые мульды, рис. 1а), так и линзовидные изолированные тела (симметричные мульды, рис. 1б). Как видно на временных разрезах, в мульдах увеличение мощности происходит как за счет постепенного увеличения мощностей отдельных пластов, так и за счет появления между ними новых вклинивающихся горизонтов. Очевидно, что “мульдовый” разрез менее всего затронут региональными и локальными перерывами, обычно срезающими значительную часть “купольных” разрезов. Из этого следует, что в компенсационных мульдах сохраняется наиболее полная последовательность (стратиграфически

полный разрез) какого-либо интервала геологического времени.

Интерпретация материалов сейсморазведки (сейсмостратиграфический анализ) позволяет выделить все разнообразие компенсационных мульд, оценить время их формирования и масштабы распространения по разрезу и в пространстве. Опубликованные данные (Березуцкая., 1985, Колтыпин, 1966, Решение..., 1982, Сверхмощный..., 1970), а также исследования авторов показывают, что в Прикаспийской впадине существуют разновозрастные компенсационные мульды, позволяющие собрать практически весь надсолевой разрез.

Проведенные исследования позволили наметить географическую зональность в распределении компенсационных мульд по возрасту выполняющих их отложений (рис. 2). Главная особенность районирования Прикаспия по этому признаку – концентрическая зональность разновозрастных мульд, при которой происходит их последовательное омоложение от бортов к центру бассейна (в центральной зоне процессы галокинеза продолжают активно и в настоящее время). Такая зональность обусловлена, скорее всего, увеличением в этом же направлении первоначальной мощности соляной толщи и отражает региональную закономерность в распределении главных фаз галокинеза по площади. Реальная картина более сложная, и в пределах одной зоны могут соседствовать мульды разного возраста. В частности по данным А.А. Аккулова и др. (1992) в южном междуречье Урала и Волги установлены мульды от позднепермского до плиоценового возраста.

Собранный из разрезов отдельных компенсационных мульд сводный разрез надсолевого комплекса более чем в три раза превышает фондовый (разрезы межкупольных зон). При этом отдельные стратиграфические подразделения различаются по мощности в 5–20 раз. Поэтому важно также выяснить, как это обстоятельство сказывается на характере распределения литофаций. Не влечет ли увеличение полноты разреза смену литофациального облика отложений, и тем самым дает основания к выделению их в качестве “аномальных”? С этой целью рассмотрим несколько разрезов компенсационных мульд, по которым имеются данные бурения (рис. 3).

*Новобогатинская мульда* (колонка 10) имеет размеры 16 × 11 км, ограничена соляными куполами Новобогатинск, Сугур, Тегень и соединяющими их соляными перешейками. По данным сейсморазведки, в пределах мульды развит мощный комплекс (до 3000 м) верхнего плиоцена и четвертичных отложений. В краевых частях мульды аналоги этих толщ зафиксированы скважинами, пробуренными в 50-х годах. По органическим остаткам определен акчагыльский и ап-

шеронский (нижний и верхний) возраст пород, выходящих на склоны соляных куполов. Более древние отложения вскрыты над соляными куполами и контактируют по латерали с верхнеплиоценовыми по сбросам (Колтыпин, 1966).

*В Азауской мульде* (колонка 9), расположенной вблизи дельты Волги, интерес представляет выделяемая по сейсмическим данным толща мощностью до 275 м, залегающая между верхним плиоценом и палеогеном. Характерные кровельное и подошвенные несогласия позволяют предположить ее раннеплиоценовый возраст.

*Тукбайская мульда* (колонка 7) размером около 10 × 10 км находится на юге междуречья Урал–Волга и освещена скважиной П-24, пробуренной до глубины 4225 м. Забой скважины находится в верхнемеловых отложениях. Скважина вскрыла уникальный разрез палеогена–миоцена: 600 м – палеоцена, 600 м – нижнего эоцена, 450 м – среднего эоцена, 196 м – верхнего эоцена, 795 – олигоцена и 1017 м – миоцена (при этом верхнеплиоценовые и четвертичные отложения имеют обычные для Прикаспия мощности). Пройденный скважиной разрез кайнозоя оказался не только наиболее мощным, но и наиболее стратиграфически полным и рассматривается в настоящее время в качестве стратотипического для палеогена юга Прикаспийской впадины (Сверхмощный..., 1970).

*Западно-Кусанбайская мульда* (колонка 6) характеризуется аномальным разрезом в интервале берриас–валанжин. Глубокая скважина Кусанбай Западный П-58 прошла 1760 м берриаса и 800 м валанжина (по сравнению с “купольным” нормальным разрезом скв. СП-5 мощность берриаса увеличена в 30 раз). Литологический состав купольного и мульдогового разрезов, очевидно, не претерпел значительных изменений. На уровне готерива аномальное развитие мульды почти прекращается, кратко возобновляясь в барреме. Следует подчеркнуть, что в разрезе скв. П-58 впервые для Прикаспия были выделены берриасские отложения (Березуцкая, 1985).

*Северо-Кумская мульда* (колонка 5) отличается наличием мощного соляного карниза, формирующего вторичный соляной купол. Она разбурена несколькими скважинами (Г-2, Г-3, Г-4, Г-7). Наиболее глубокая из них Г-7 прошла 1285 м по соли, карбонатную верхнюю юру мощностью 655 м, нижне-среднеюрские отложения мощностью 766 м и вошла в триас. Установлен позднеюрский возраст соляного карниза, поскольку в под- и надкарнизных отложениях обнаружены волжские остракоды. Фактически весь юрский разрез в наиболее глубоких частях мульды является аномальным по сравнению с фоновыми значениями; даже если соляную толщу исключить из расчетов,

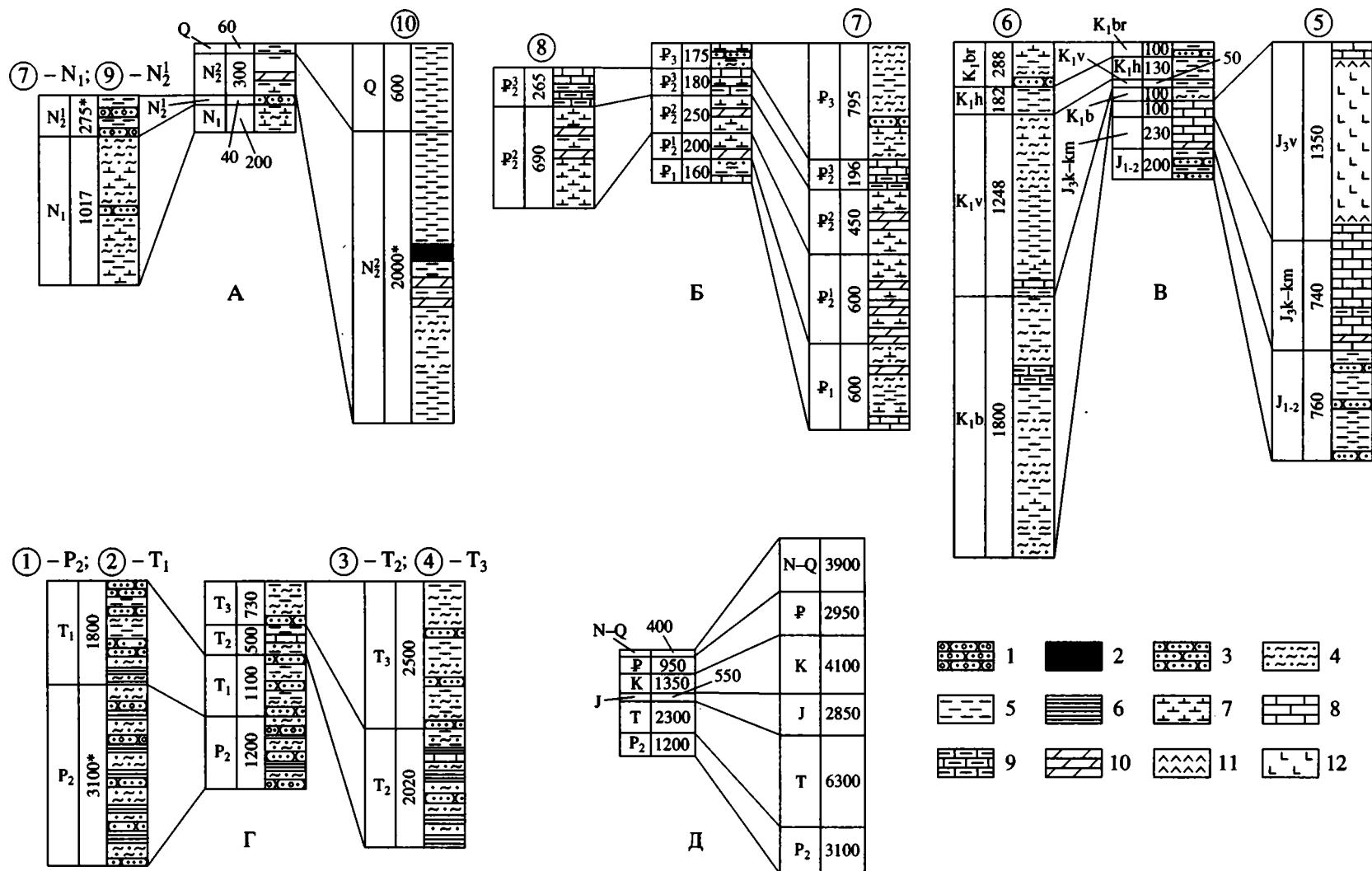


Рис. 3. Сопоставление фоновых и аномальных разрезов Прикаспия.

А – неоген-четвертичные отложения, Б – палеогеновые отложения, В – юрско-меловые отложения, Г – верхнепермско-триасовые отложения (на А–Г в центре – фоновые разрезы), Д – сводные фоновый (слева) и аномальный разрезы. Цифры в кружках соответствуют номерам площадей на рис. 1.

1 – гравелиты, конгломераты; 2 – пески; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – глины; 6 – аргиллиты; 7 – глины известковистые; 8 – известняки; 9 – известняки глинистые; 10 – мергели; 11 – ангидриты; 12 – каменная соль.

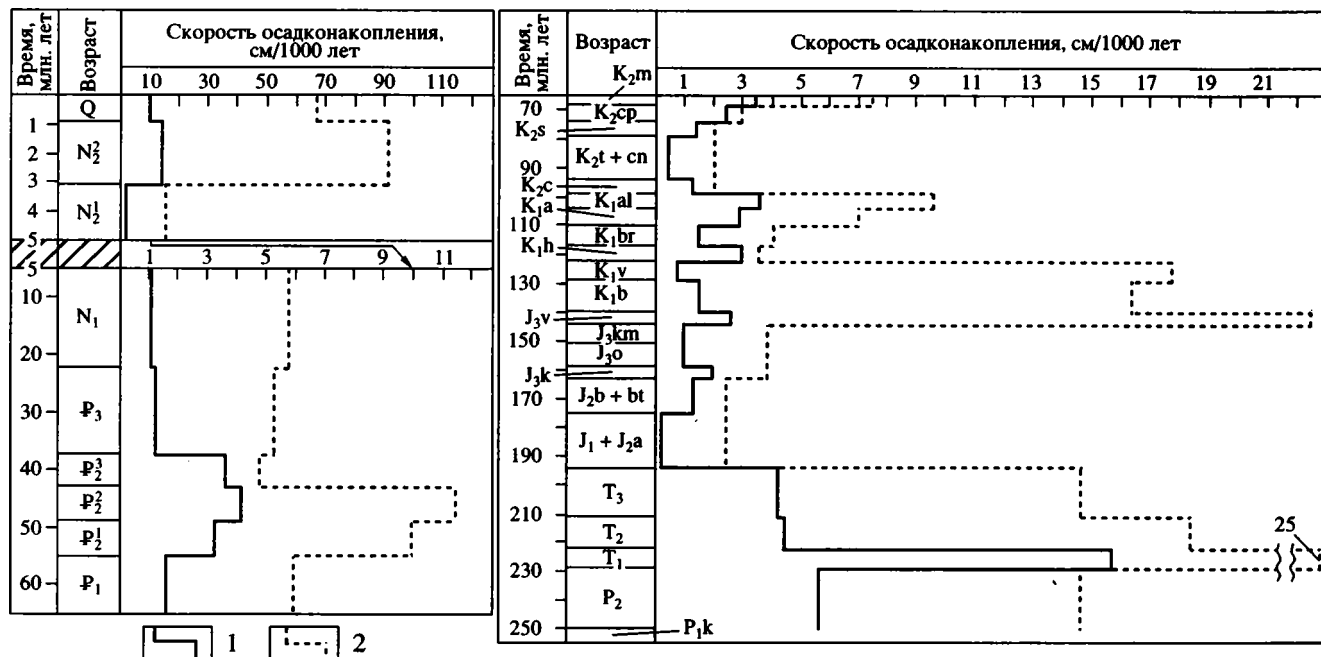


Рис. 4. Графики скоростей осадконакопления надсолевых отложений Прикаспийской впадины.  
1 – фоновая кривая скоростей седиментации; 2 – аномальная кривая скоростей седиментации.

верхнеюрские аномальные разрезы превышают по мощности фоновые в 1.5–2 раза.

*Сазанкуракская мульда* (колонка 4) уникальна огромной мощностью и стратиграфической полнотой верхнего триаса. Здесь скважиной Г-3 вскрыт мощный (2471 м в инт. 1600–4071 м) хорошо фаунистически охарактеризованный разрез этого возраста. Снизу вверх В.В. Липатовой (ВНИГНИ) выделяются песчано-глинистые отложения акмамыкской свиты (900 м), хобдинской свиты (910 м) и кусанкудукской свиты (690 м). На временных разрезах отражения от рассматриваемых толщ весьма интенсивны, что позволяет выделить здесь отражающие горизонты  $V_1^1$ ,  $V_1^2$  и  $V_1^3$ .

Анализ литологических особенностей надсолевых отложений, вскрытых скважинами, показал, что литофациальных отличий комплексов в мульдах и на сопредельных территориях практически нет. Наиболее убедительно это показывает изучение палеогенового комплекса. В Прикаспии он развит спорадически, сохранившись от предплиоценового размытия в отдельных межкупольных депрессиях и лишь на юго-востоке впадины образуя покровный комплекс. Однако литолого-фациальные характеристики различных стратиграфических подразделений палеогена хорошо выдержаны по площади, независимо от их мощностей и стратиграфического положения (рис. 3б, колонки 7 и 8). Аналогичная картина характерна и для других стратиграфических единиц надсоле-

вого разреза. Следовательно, породные ассоциации в компенсационных мульдах фиксируют региональную палеогеографическую обстановку в бассейне седиментации, а не локальные особенности в данной мульде. Обращает на себя внимание тот факт, что карбонатные отложения, как и терригенные, закономерно увеличивают свою мощность в мульде, фациально не изменяясь (киммериджский ярус в Северо-Кумской мульде, рис. 3в, колонка 5).

Сложнее обстоит дело с распределением мощностей. Аномально высокие мощности отдельных стратиграфических подразделений в компенсационных мульдах являются следствием исключительно галокинетических процессов, ход которых, по мнению многих исследователей, может существенно изменяться в зависимости от местных условий. Поэтому мы провели специальный анализ с целью выяснения степени коррелируемости изменений скорости галокинетических движений и тектонического прогибания. За меру тектонического прогибания были приняты скорости осадконакопления в межкупольных зонах, а галокинетического – в компенсационных мульдах. Как видно на рис. 4, на протяжении поздней перми–кайнозоя темпы накопления осадков резко изменялись на рубежах триас/юра и ранний/поздний плиоцен. Примечательно, что это изменение отмечается как для фоновых, так и аномальных разрезов. В целом отмечается согласованное поведение кривых фоновых и аномальных темпов седиментации (увеличению скорости в стандартном разрезе

отвечает максимум на аномальной кривой). Коэффициент аномальности (отношение скорости аномальных и фоновых значений) может достигать 20, в среднем для мезозоя–кайнозоя составляя около 3.

При средней скорости мезозой-кайнозойской седиментации в стандартном разрезе 1–3 см/1000 лет выделяется нижнетриасовый пик (15.5 см), маастрихтский пик (7.5 см), среднеэоценовый пик (4.5 см), плиоценовый (14 см) и четвертичный (10 см) пики.

Как показывают точные геодезические исследования на куполах Эльтон и Баскунчак, скорость их роста сейчас составляет около 1 мм/год, или 100 см/1000 лет (Свиточ, 1987). Эта величина неплохо отвечает скоростям осадконакопления лишь в плиоцен-четвертичных аномальных мульдах (70–90 см/1000 лет). При скоростях подъема купола (соответственно, прогибании компенсационной мульды) 1 мм/год для заполнения мульды осадками мощностью 1 км необходимо 1 млн. лет, 2 км – 2 млн. лет, 3 км – 3 млн. лет и т.д. (максимальная скорость галокинетического прогибания). Как правило, изучаемый стратиграфический диапазон охватывает намного больший интервал геологического времени.

Не всегда реальная скорость осадконакопления в аномальных мульдах близка к максимальной. Это можно объяснить: 1) наличием региональных и локальных несогласий, уничтоживших часть необходимых для расчетов отложений; 2) недостаточной мощностью первичной соли, что не позволило прогнуться компенсационной мульде на соответствующую возрастному диапазону глубину; 3) наличием ранее отложившихся осадков в первичных мульдах, что также сдерживало возможность прогибания на значительную глубину вторичных мульд. Не исключено, что существует также механизм, названный нами “лимит аномальности мульды”, который не позволяет формироваться мульде с неизменяющимся депозентром в течение длительного времени. В среднем продолжительность существования аномальных мульд составляет 15–20 млн. лет, хотя имеются и исключения: более кратковременная – Новобогатинск (около 5 млн. лет), долгоживущая – Тукбай (более 50 млн. лет). На рис. 5 видно также, что аномалии имеют достаточно выраженные границы; иногда резко увеличенный разрез отделен от нормальной толщи стратиграфическими интервалами с разрезами переходного типа.

Сравнивая ход кривых скоростей седиментации аномальных и фоновых разрезов, нетрудно заметить, что, несмотря на существенное отличие абсолютных значений, обе кривые подобны друг другу. Следовательно, галокинетические движения, определяющие формирование компенсационных мульд, не вносят существенных

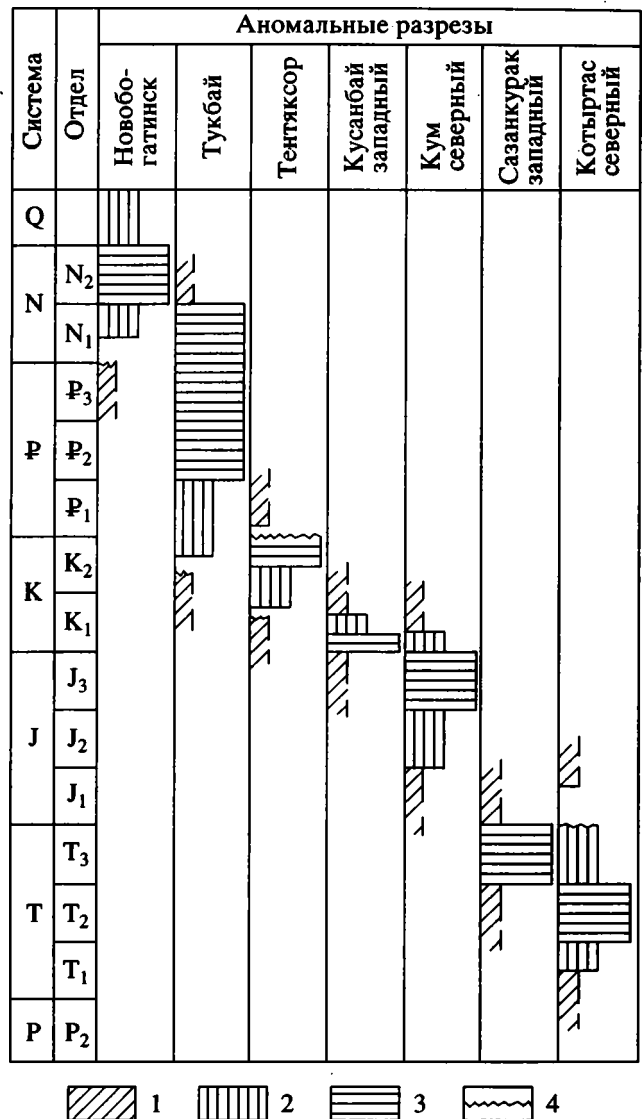


Рис. 5. График длительности развития компенсационных мульд.

1 – нормальные мощности; 2 – увеличенные мощности; 3 – аномальные мощности; 4 – размывы.

искажений в общий ход седиментационного процесса во времени.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, в результате проведенных исследований нами установлено:

1. Под действием соляного тектогенеза в Прикаспийской впадине образовались уникальные структуры – вторичные (компенсационные) мульды, характеризующиеся аномальной мощностью какого-либо стратиграфического подразделения узкого стратиграфического диапазона.

2. Распределение компенсационных мульд подчиняется общей концентрической зональности, при которой происходит омоложение возраста толщ заполнения от бортов (верхнепермские мульды) к центру (четвертичные) бассейна.

3. Сопоставление сейсмических и каротажных данных свидетельствует, что увеличение мощности в "мульдовом" разрезе происходит как за счет раздува отдельных пластов, так и за счет появления новых толщ, отсутствующих в "купольном" разрезе.

4. Интерпретация каротажных кривых и литологических характеристик вскрытых мульдочных и близ расположенных купольных разрезов показывает, что литолого-фациальный состав разновозрастных отложений практически не изменяется, а зависит главным образом от региональной палеогеографической обстановки.

5. Скорости осадконакопления в аномальных мульдах в 3–20 раз больше фоновых, хотя в целом отмечается согласованное поведение кривых аномальных и фоновых темпов седиментации.

6. Как показывает наш анализ, в качестве стратотипов местных стратиграфических подразделений должны использоваться мульдочные разрезы, сформированные в компенсационных мульдах.

В целом же, наличие полного временного спектра компенсационных мульд (от верхнепермских до плиоценовых включительно) представляется весьма привлекательным для уточнения не только местных литостратиграфических, но и региональных биостратиграфических схем. Есть все основания полагать, что при специальном изучении этих разрезов, благодаря их исключительной стратиграфической полноте, в них удастся обнаружить недостающие стратиграфические подразделения. На этом основании можно ставить вопрос о создании в Прикаспийской впадине международного геологостратиграфического полигона, на котором параметрическим бурением совместно с сейсморазведкой должна быть изучена непрерывная летопись надсолевых отложений.

Огромное значение изучение компенсационных мульд имеет также для практики нефтегазо-

поисковых работ, поскольку здесь "классические" продуктивные горизонты могут иметь резко увеличенные мощности, а большие градиенты изменения мощностей создают благоприятные условия для формирования неантиклинальных (литологических) ловушек.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 14768, 14767.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Аккулов А.А., Турков О.С., Шудабаяев К.С.* Новые данные о строении и времени формирования межкупольных зон юга Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1992. № 4. С. 2–4.

*Березуцкая Л.В.* Необычно мощный разрез нижнего неокома в Прикаспии (площадь Западный Кусанбай) // Бюл. МОИП, отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 4. С. 68–73.

*Журавлев В.С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 400 с.

*Колтыпин С.Н.* Глубокопогруженные межкупольные мульды юга Прикаспийской впадины // Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Т. 1. Киев: Наукова думка, 1966. С. 127–136.

*Липатова В.В., Пикалова О.В., Басилова С.К. и др.* Ультрамощный разрез мастексайского горизонта (средний триас) в южном междуречье Урал-Волга // Геология нефти и газа. 1992. № 9. С. 19–22.

Решение Межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 64 с.

Сверхмощный разрез кайнозоя в центре Прикаспийской солянокупольной области // Васильев Ю.М., Гишман Н.Б., Ли К.А. и др. (ред.). Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. Тр. МИНХ и ГП. Вып. № 90. М.: Недра, 1970. С. 135–142.

*Свиточ А.А.* Подземный феномен Прикаспийской впадины // Природа. 1987. № 7. С. 61–65.

Стратиграфический кодекс СССР. Составители: А.И. Жамойда, О.П. Ковалевский, А.И. Моисеева, В.И. Яркин. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 800 с.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК (092):55

## ИЗ ИСТОРИИ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ПАЛЕОНТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ

© 1996 г. **О. С. Вялов**, А. П. Ильина, Г. Я. Крымгольц<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет,  
199034 Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

Поступила в редакцию 09.02.95 г.

Первый “массовый” выпуск отечественных геологов в Ленинградском университете был осуществлен в 1929 г. (прием 1923 г.). Двенадцать из них специализировались в области стратиграфии–палеонтологии, в которой достигли значительных успехов (О.С. Вялов, Г.Я. Крымгольц, Н.П. Луппов, В.С. Слодкевич, А.Г. Эберзин и др.).

“Наш выпуск” – это группа студентов-геологов, поступивших на естественно-историческое отделение физико-математического факультета Петроградского университета в 1923 г. и несколько человек, позднее присоединившихся к ним из других ВУЗ’ов. Группа эта насчитывала около 30 человек, в то время как ранее – в конце прошлого и начале нашего столетия, из “естественников”, заканчивавших наш факультет, в геологию шли лишь единицы. Как тогда говорили о нас – это был первый “массовый” прием, а затем и “массовый” выпуск геологов университета (фото).

В начале 20-х годов текущего столетия возросла потребность в специалистах-геологах, которую не могли обеспечить институты, выпускающие горных инженеров. Этим объясняется и возросшее стремление абитуриентов университета в геологию, в которой геологическая школа ЛГУ оставила весьма существенный след.

Именно в 20-е годы меняется положение геологии в структуре университета и характер подготовки специалистов-геологов. К моменту нашего окончания вуза из единого естественно-исторического отделения уже обособилось геолого-минералогическое отделение физико-математического факультета с подразделением на уклоны – геологический, минералогический, палеонтологический и др. (далее будем именовать его геологическим отделением). Лекции нам читали такие маститые ученые с мировым именем как Я.С. Эдельштейн (общая геология), М.Э. Янишевский (палеонтология), С.М. Курбатов (минералогия), П.А. Право-

славлев (историческая геология), Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (петрография и полезные ископаемые), А.Н. Криштофович (палеоботаника). Руководителями отделения были профессор П.А. Православлев и доцент В.Ф. Пчелинцев.

Интересно отметить и некоторые особенности университетских порядков наших лет. Во-первых, от студентов не требовалось обязательного посещения лекций (как с недавнего времени и сейчас). Во-вторых, для перевода на следующий курс не была обязательной сдача экзаменов по всем прослушанным в течение года дисциплинам, а их можно было сдавать на протяжении всех лет обучения. Так, например, последним экзаменом Г.Я. Крымгольца перед представлением им дипломной работы был экзамен по физике за 2-й курс. Кстати сказать, и защита дипломных работ была на некоторое время (в 1929 г.) отменена. Защиты состоялись лишь у трех наших товарищей – О.С. Вялова, Н.П. Луппова и А.Г. Эберзина, первыми в 1928 г. завершившими университетское образование. Эти либеральные особенности положительно сказались и в том, что почти все еще в студенческую пору смогли работать в геологических организациях, что во многом определило их дальнейший путь в геологии.

Необходимо подчеркнуть, что именно в эти годы в стране развилось стратиграфо-палеонтологическое направление, и большинство выпускников нашего курса работало в области стратиграфии и тесно связанной с нею палеонтологии – фундаментальных геологических науках. Их было 12 из 20, смотрящих на нас с фотографии 1929 года. Без преувеличения можно сказать, что наш выпуск в целом внес весьма весомый вклад в изучение многих групп древних фаун, в разработку стратиграфии, особенно мезозоя и кайнозоя самых разных районов нашей огромной страны.

Представителями палеонтологии–стратиграфии из нашего “первого массового выпуска” стали: *Борис Николаевич Аверьянов* (1906–1941/42(?) гг.) – один из первых отечественных специалистов по граптолитам. Автор исследований полухордовых из ордовикских и

<sup>1</sup> В подготовке материала к публикации значительную помощь оказали сотрудники ВСЕГЕИ Т.Н. Богданова, С.В. Лобачева, С.О. Вялова (БАН) и В.А. Прозоровский (СПбГУ).



Слева направо, сидят: Прокофьев, Г.Т. Петрова (Пчелинцева), В.С. Слodgeвич, О.С. Вялов, Е.И. Соколова, А. Смирнова.

Стоят (нижний ряд): Л.В. Романовская, А.П. Ильина, Т.А. Мордвилко, А.Г. Эберзин, Н.Н. Лобашова, О.С. Грачева, Г.Я. Крымгольц.

Стоят (верхний ряд): Н.В. Авчинников, К.П. Пирогов, Н.П. Луппов, Г.Г. Леммлейн, В.С. Сeрмягин, И.Ф. Пустовалов, Б.Н. Аверьянов.

силурийских отложений Урала, Новой Земли, Средней Азии и Северо-Востока России.

*Олег Степанович Вялов* (1904–1988 гг.) – академик АН Украины, разностороннейший специалист во многих направлениях геологии, неутомимый путешественник – 1-ый отечественный геолог в Антарктиде. Его перу принадлежит более 500 книг и статей. В стратиграфии и палеонтологии наиболее известен созданием Центрально-Азиатской стратиграфической шкалы палеогена, системы остреид, а также нового направления в палеонтологии – ихнологии.

*Агния Петровна Ильина* (род. в 1904 г.) – специалист в области изучения кайнозойских двустворок и нуммулитов, а также стратиграфии палеогена и неогена Мангышлака, Крыма и Дальнего Востока России.

*Григорий Яковлевич Крымгольц* (род. в 1907 г.) – профессор Ленинградского (ныне Санкт-Петербургского) университета. Ведущий

специалист в стратиграфии юрской системы и головоногих моллюсков. С момента основания и до 1987 г. возглавлял комиссию МСК по стратиграфии юрской системы.

*Николай Павлович Луппов* (1904–1975 гг.) – профессор, блестящий знаток геологии Средней Азии, стратиграфии меловых отложений, меловых аммонитов и двустворок. С 1964 г. до своей скоропостижной кончины был председателем комиссии МСК по стратиграфии меловой системы, с 1956 г. по 1966 г. – научный руководитель Среднеазиатской экспедиции ВСЕГЕИ. Заслуженный деятель науки Туркмении.

*Татьяна Александровна Мордвилко* (1905–1985 гг.) – выдающийся знаток раннемеловых двустворчатых моллюсков, автор уникального (к сожалению, лишь частично опубликованного) «Каталога нижнемеловых пелеципод южных областей СССР». Она была также крупным спе-



циалистом по стратиграфии нижнего мела Кавказа и Средней Азии.

*Галина Тимофеевна Петрова (Пчелинцева)* (1906–1958 гг.) – признанный специалист в области изучения юрских двустворок южных и восточных окраин Азиатского континента.

*Лидия Васильевна Романовская* (1902–1989 гг.) – длительное время возглавляла отдел палеонтологических коллекций ЦНИГР музея им. Ф.Н. Чернышева. До Великой Отечественной войны успешно изучала позднемеловых двустворчатых моллюсков Сахалина, Средней Азии, Донбасса.

*Всеволод Сергеевич Слодкевич* (1904–1964 гг.) – заслуженный деятель Карело-Финской республики, профессор, крупный организатор науки в Карелии, Сибири, на Дальнем Востоке; выдающийся знаток моллюсков и стратиграфии палеогена.

*Анастасия Смирнова* (1903–1932 гг.) – изучала кайнозойских двустворок Сахалина.

*Екатерина Ивановна Соколова* (1903–1990 гг.) – специалист по стратиграфии и геологии нефтеносных пермских и мезозойских образований Прикаспийской синеклизы.

*Анатолий Георгиевич Эберзин* (1904–1970 гг.) – профессор, заведующий лабораторией низших моллюсков Палеонтологического института АН СССР. Крупнейший знаток моллюсков, стратиграфии и палеогеографии неогена. Он возглав-

лял комиссию МСК по стратиграфии неогеновой системы со дня ее основания.

Перечисленные выше представители палеонтолого-стратиграфического направления оставили в отечественной науке яркий след своими многочисленными оригинальными монографиями и статьями, значительная часть которых полностью сохранила свое научное значение. С именами О.С. Вялова, Г.Я. Крымгольца, Н.П. Луппова, В.С. Слодкевича, А.Г. Эберзина и др. тесно связаны тома издания “Стратиграфия СССР”, посвященные юрской, меловой, палеогеновой и неогеновой системам, а также издания томов “Палеонтология СССР” (головоногие, брюхоногие и двустворчатые моллюски); “Палеогеографические атласы” и другие обобщающие труды, редакторами и авторами которых они были.

На фотографии “первого массового выпуска” изображены также геологи и литологи И.Ф. Пустовалов, В.С., Серьягин; геохимики О.С. Грачева, Г.Г. Леммлейн, Н.Н. Лобашова, Прокофьев; гидрогеологи Н.В. Авчинников, К.П. Пирогов.

В заключение надо отметить, что идея подготовки в виде статьи настоящего коллективного портрета принадлежит Олегу Степановичу Вялову, которому не довелось увидеть ее воплощения; он успел лишь собрать часть материала.

Рецензент Б.С. Соколов

## 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, 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 и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй 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, O, K 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 (напр., Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (напр., Стратиграфические исследования..., 1990).

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

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

ФЕДЕРАЛЬНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ПОЧТОВОЙ СВЯЗИ ПРИ МИНИСТЕРСТВЕ СВЯЗИ РОССИИ

# КАТАЛОГ'96

газеты, журналы,  
книги, учебники

## УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по сводному Каталогу Федерального управления почтовой связи ("ФУПС"). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе "АРЗИ".

## Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

*Пользуйтесь предоставленной Вам  
возможностью льготной подписки!*

**КНИГА = СЕРВИС**  
Агентство "Книга-Сервис"

**АРЗИ**  
Агентство по распространению  
зарубежных изданий

**АРГУМЕНТЫ И ФАКТЫ**

группа  
**СЕГОДНЯ**  
Издательство "Дрофа"

**АФР**  
Агентство Подписки и Распределения

**АРПИ**  
Агентство по распространению печати  
издательства "Известия"

УГОДИЕ

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет одновременно  
на русском и английском языках**

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

Генетика  
Геология рудных месторождений  
Геотектоника  
Геохимия  
Доклады РАН

Журнал аналитической химии  
Журнал неорганической химии  
Журнал общей химии  
Журнал органической химии  
Журнал прикладной химии  
Журнал физической химии  
Журнал эволюционной биохимии и физиологии  
Защита металлов  
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  
Неорганические материалы  
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

*Acoustical Physics*  
*Solar System Research*  
*Astronomy Reports*  
*Russian Journal of Marine Biology*  
*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*  
*Herald of the Russian Academy of Sciences*  
*Water Resources*  
*Journal of Ichthyology*  
*Polymer Science. Series A*  
*Polymer Science. Series B*  
*Russian Journal of Genetics*  
*Geology of Ore Deposits*  
*Geotectonics*  
*Geochemistry International*  
*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics-Doklady*  
*Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections*  
*Journal of Analytical Chemistry*  
*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*  
*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*  
*Inorganic Materials*  
*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 Российской академии наук, выходящие в свет только  
на английском языке**

*Laser Physics*  
*Pattern Recognition and Image Analysis*