

24/04.95

Том 3, Номер 2

ISSN 0869-592X

Март - Апрель 1995

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 3 № 2 1995 Март - Апрель

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

**А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,
И. А. Басов, М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. 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
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Том 3, номер 2, 1995

Изменение систематического и этолого-трофического состава донных шельфовых сообществ на границе мела и палеогена

Л. А. Невеская 3

Динамическая сопряженность наиболее ранних событий в Северо-Атлантическом, Средиземноморском и Урало-Охотском подвижных поясах

С. Г. Рудаков 15

Реконструкция климатических изменений в позднем палеозое Ангариды (на основе фитогеографических данных)

М. В. Дуранте 25

Эндемичные и космополитные сообщества фораминифер и остракод в среднеюрских бассейнах Сирии

К. И. Кузнецова, М. Р. Доброва 38

Радиолярии и стратиграфия кампан-маастрихтских отложений Юго-Западного Кипра

Л. Г. Брагина, Н. Ю. Брагин 53

Возраст нацхорской и ширакской свит Центральной и Восточной Грузии и проблема границы миоцена и плиоцена (палеомагнетизм и стратиграфия)

Г. З. Гуарий, И. А. Кудашева, В. М. Трубихин, А. Г. Фейн, С. В. Шипунов 62

О возрасте фауны грызунов (Rodentia, Mammalia) буранской свиты Зайсанской впадины (Восточный Казахстан)

Н. С. Шевырева 73

Зоогеография раннеолигоценовых бассейнов Западной Евразии по двустворчатым моллюскам

С. В. Попов 83

Палинстратиграфия верхнечетвертичных отложений острова Свердруп (Карское море)

П. Е. Тарасов, А. А. Андреев, Ф. А. Романенко, Л. Д. Сулержицкий 98

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Новые данные по геологии Дарбийского района Западной Монголии

В. Ф. Шувалов 105

ПЕРСОНАЛИИ

Памяти члена-корреспондента РАН
Владимира Владимировича Тихомирова (1915 - 1994 гг.)

110

CONTENTS

Volume 3, Number 2, 1995

Change of Taxonomic and Ecologic Composition of Shelf Benthic Assemblages
at the Cretaceous–Paleogene Boundary

L. A. Nevesskaya

3

Dynamic Relationship of Principal Tectonic Events Occurred During the Earliest Evolution
of the North Atlantic, Mediterranean, and Ural-Okhotsk Mobile Belts

S. G. Rudakov

15

Reconstruction of the Late Paleozoic Climatic Changes in the Angaraland
(According to Phytogeographic Data)

M. V. Durante

25

Endemic and Cosmopolitan Assemblages of Foraminifers and Ostracods
from the Middle Jurassic Basins of Syria

K. I. Kuznetsova and M. R. Dobrova

38

Radiolarians and Stratigraphy of the Campanian-Maestrichtian Deposits
in the Southwestern Cyprus

L. G. Bragina and N. Yu. Bragin

53

Age of the Natskhor and Shiraki Formations of Eastern and Central Georgia
and Problem of Miocene and Pliocene Boundary (Paleomagnetism and Stratigraphy)

G. Z. Gurarii, I. A. Kudasheva, V. M. Trubikhin, A. G. Fein, S. V. Shipunov

62

About the age of rodent fauna (*Rodentia, Mammalia*) from the Buran Formation
of the Zaisan Depression (East Kazakhstan)

N. S. Shevyreva

73

Zoogeography of the Early Oligocene Basins of West Eurasia Based on Bivalve Mollusks

S. V. Popov

83

Palynostratigraphy of Upper Quaternary Deposits of Sverdrup Island (the Kara Sea)

P. E. Tarasov, A. A. Andreev, F. A. Romanenko, L. D. Sulerzhitskii

98

BRIEF COMMUNICATIONS

New Data on Geology of the Darbi Area, West Mongolia

V. F. Shuvalov

105

PERSONALIA

In Commemoration of Vladimir Vladimirovich Tikhomirov,
Corresponded Member of the Russian Academy of Sciences (1915 - 1994)

110

УДК 56.017.2:551.763.331:781

ИЗМЕНЕНИЕ СИСТЕМАТИЧЕСКОГО И ЭТОЛОГО-ТРОФИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОННЫХ ШЕЛЬФОВЫХ СООБЩЕСТВ НА ГРАНИЦЕ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА

© 1995 г. Л. А. Невеская

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

Поступила в редакцию 17.01.94 г.

Рассмотрены изменения, происшедшие в систематическом и экологическом составе шельфовых донных сообществ на границе мелового и палеогенового периодов, и возможные причины этих изменений. Анализ всех данных показывает, что, хотя массовое вымирание и общий кризис биоты на этом рубеже относятся к наиболее значительным фанерозойским событиям, они не были одновременными и одномасштабными для всех бентосных групп. Этолого-трофический состав для большинства зон шельфа оставался неизменным; практически перестали существовать лишь рифовые сообщества, которые слагались неподвижно прикреплявшимися сестонофагами.

Ключевые слова. Палеоэкология, морской бентос, мел, палеоген.

На шельфах меловых морей среди бентоса господствовали двустворчатые моллюски, обычными были фораминиферы, губки, кораллы, гидроидные полипы, брахиоподы, мшанки, гастроподы, скафоподы, остракоды, циррипедии, малакостраки и другие ракообразные, морские ежи, криноидеи, офиуроидеи, морские звезды, голотуриоидеи, черви (полихеты, приапулиды и др.); более редкими были строматопороидеи, полиплакофоры и некоторые другие группы. В состав донной растительности входили разнообразные водоросли – зеленые, синезеленые и красные.

К нектону и нектобентосу, представители которого частично питались за счет бентоса, относились головоногие моллюски, рыбы, пресмыкающиеся (Vambach, 1983; Thayer, 1983; Шиманский, 1987; и др.).

Планктон, служивший пищей для многих бентосных животных, был очень многочислен и разнообразен. Среди фитопланктона преобладали динофлагеллаты и кокколитофориды, в середине периода появились силикофлагеллаты, пик которых приходился на позднемеловое время, и диатомовые, а другие группы имели меньшее значение. Среди зоопланктона господствовали радиолярии, а во второй половине мелового времени – планктонные фораминиферы; встречались тинтиниды, численность которых в начале периода была значительной, а затем уменьшилась (Downie, 1967; Tappan, 1968; Tappan, Loeblich, 1973; Fischer, Arthur, 1977; Планктон и органический мир пелагиали..., 1979; Kemper, 1982; Benda, 1982; Knoll, 1989).

Вторая половина раннего мела (баррем-апт) некоторыми исследователями рассматривается

как время возникновения “современного океана”, что отражалось в становлении пелагической фауны и флоры современного типа, а именно в массовом развитии планктонных фораминифер и диатомовых водорослей, а также других пелагических представителей фито- и зоопланктона (Taylor, 1980; Kemper, 1982; Benda, 1982).

В течение мелового периода отмечалось несколько эпизодов вымираний и изменений в составе органического мира – в апте, в конце сеномана – начале турона и в маастрихте.

Однако основной кризис всей биоты и в том числе бентоса имел место в маастрихте. Особенно интенсивному вымиранию подверглись планктонные организмы. Так, среди представителей известкового нанопланктона вымерли около 85% видов, 70% родов, 30% семейств; массовое вымирание коснулось силикофлагеллат, динофлагеллат, кокколитофорид, планктонных фораминифер, радиолярий, тогда как диатомовые и прازیнофитовые перешли этот рубеж без особых изменений. Резкое вымирание отмечено также для зависевших от планктона животных, живших в толще воды, – аммоидей, белемноидей, морских рептилий и костистых рыб.

Из бентосных организмов наиболее пострадали двустворчатые моллюски, среди которых исчезли отряд Hippuritida и многие семейства других отрядов, брахиоподы, губки, строматопороидеи, мшанки, морские ежи. В то же время ряд групп – гастроподы, скафоподы, криноидеи, остракоды, некоторые группы двустворчатых моллюсков на рубеже мела и палеогена не претерпели особых изменений (Bramlette, Martini, 1964; Tappan, 1968, 1982; Tappan, Loeblich, 1972; Newell, 1972; Моск-

вин и др., 1972; Найдин, 1976; Сакс, 1976; Russell, 1977; Fisher, Arthur, 1977; Cretaceous-Tertiary boundary events Symposium, 1979; Bujak, Williams, 1979; Москвин, 1979, 1989; Развитие и смена беспозвоночных..., 1980; Развитие и смена моллюсков..., 1981; Развитие и смена простейших, кишечнополостных и червей..., 1981; Emiliani et al., 1981; Шиманский, Соловьев, 1982; Cretaceous-Tertiary extinctions..., 1982; Perch-Nielsen et al., 1982; Sepkoski, 1982; Thierstein, 1982; Ward, 1983; Smit, Romein, 1985; Mc Kinney, 1985; Красилов, 1985; Sepkoski, Raup, 1986; Masse, Philip, 1986; Perch-Nielsen, 1986; Алексеев, 1986; Lipps, 1986; Jones, Nicol, 1986; Sheehan, Hansen, 1986; Шиманский, 1987; Hansen et al., 1987; Keller, 1988b; House, 1989; Knoll, 1989; Bryan, Jones, 1989; Hallam, Perch-Nielsen, 1990; Olssen, Liu, 1993).

Следует указать, что наибольшему вымиранию среди бентосных организмов подверглись мелководные сестонофаги, питание которых связано с приносом органического вещества из фотической зоны, а детритофаги и хищники были затронуты вымиранием в меньшей степени. Меньше пострадал и глубоководный бентос (остракоды, фораминиферы), адаптированный к скудным пищевым ресурсам (Arthur et al., 1987; Hansen et al., 1987; Rhodes, Thayer, 1991).

В общей сложности в конце мелового времени вымерли 60 - 75% видов, более 35% родов и около 20% семейств (Ager, 1981; Sepkoski, 1986, 1988, 1989). При этом среди родов морских организмов исчезли около 50% бентосных, около 35% планктонных и около 80% нектонных (Cretaceous-Tertiary extinction..., 1982).

Однако, надо отметить, что некоторые группы животных и растительных организмов начали испытывать упадок раньше конца маастрихта, так что вымирание не было одновременным. Так, упадок аммоноидей начался с коньяка, а в маастрихте оставались только длительно существовавшие формы. Сходные данные имеются для иноцерамид (двустворчатые моллюски), а также для динозавров, млекопитающих, наземных растений (Clemens et al., 1981; Thierstein, 1982; Шиманский, Соловьев, 1982; Ward, 1983; Kauffman, 1984; Smit, Romein, 1985; Buffetaut, 1985; Ward et al., 1986; Jaeger, 1986; Wiedmann, 1986; Roth, 1987; Officer et al., 1987; Hansen et al., 1987; Jones et al., 1987; Ward, MacLeod, 1988; Kennedy, 1989; Hoffman, 1989a, b; Holland, 1989; Keller, 1989; Kennedy, 1989; Knoll, 1989; Rhodes, Thayer, 1991; MacLeod, Keller, 1991).

Основной причиной, вызвавшей интенсивное вымирание и изменение биоты при переходе от мела к палеогену, по-видимому, было падение первичной продуктивности, вызвавшее резкое сокращение питательных веществ (Bramlette, 1965; Tappan, 1968; Zachos et al., 1988, 1989; Rhodes, Thayer, 1991 и др.). Но, что обусловило

уменьшение первичной продуктивности, – пока не имеет общепринятого объяснения. Выдвигаются две основные группы гипотез: внеземные и земные.

Сторонники внеземных факторов (импактная гипотеза), а именно падения болида или прохождения Земли через скопления комет (“дождь” комет), предполагают, что эти явления вызвали возникновение огромного пылевого облака, которое, затмив Солнце, привело к нарушению процесса фотосинтеза в течение нескольких лет и к массовому вымиранию фитопланктона, а затем – к вымиранию питавшихся за счет фитопланктона животных. К воздействию затемнения присоединялось влияние кислотных дождей (Alvarez et al., 1980, 1984; Hsü, 1980, 1982, 1989; Smit, Hertogen, 1980; Ganapathy, 1980; Hsü et al., 1982; Pollack et al., 1983; Wolbach et al., 1985, 1988; Алексеев, 1986; Hut et al., 1987; Prinn, Fegley, 1987; Van den Berch, 1989; Smit et al., 1988; Алексеев и др., 1990; Kaiho, 1992 и др.). Экспериментальная проверка этой гипотезы на современном фитопланктоне показала вероятность воздействия затемнения и кислотных дождей на фитопланктон, однако не столь резко, как постулировалось сторонниками импактного события (Griffis, Chapman, 1988, 1990), так что достаточных доказательств в пользу импактной гипотезы вымирания нет. Против же этой гипотезы говорит характер вымирания – селективного и постепенного: одни группы вымерли полностью, другие – частично, третьи вообще не пострадали, да и вымирание, как уже говорилось, не было одновременным (Russell, 1977; Mc Lean, 1985a, b; Smit, Romein, 1985; Hansen et al., 1986; Hallam, 1987; Officer et al., 1987; Johansen, 1989; Keller, 1989 и др.). Что касается геохимических и физических доказательств, то “пики” концентрации иридия были выделены и ниже и выше границы мела и палеогена и могли быть результатом усиления вулканизма; микросферулы могли иметь органическое и вулканическое происхождение; структуры кварца, трактуемые как ударные, могли быть результатом метаморфизма и т.д. (Officer, Drake, 1983, 1985, 1989; Officer et al., 1987; Sahni, 1988; Hoffman, 1989a, b; Officer, 1990; Захаров, Лапухов, 1991).

Среди земных причин вымирания конца мелового периода называются многие. Самой ранней из них была гипотеза Н. Ньюэла (Newell, 1965), основанная на предположении о нарушении океанической циркуляции, быстром захоронении питательных веществ и возникновении стагнации, т.е. дефицита кислорода. Эта гипотеза была поддержана другими исследователями (Zachos, Arthur, 1986; Brinkhuis, Zachariasse, 1988; Zachos et al., 1989), установившими наличие падения первичной продуктивности поверхностных вод, вероятно вызванного прекращением интенсивного перемешивания вод.

Вымирание, по мнению ряда исследователей, могло быть также обусловлено: а) глубокой глобальной регрессией конца мела (Wiedmann, 1969; Cooper, 1977; Hallam, 1984; Ginsburg, 1986; Jaeger, 1986; House, 1989), приведший к сокращению площади морей, изменению рельефа дна, характера осадконакопления и другим изменениям среды и вымиранию бентосных организмов; б) усилением вулканической деятельности (Officer, Drake, 1983, 1985; Campsie et al., 1984; Mc Lean, 1985 a, b, 1988; Officer et al., 1987; Courtillot, Cisowski, 1987; Erickson III, Dickson, 1987; Crocket et al., 1988; Sahni, 1988), что вызвало сходные с действием импакта явления: кислотные дожди, повышение кислотности поверхностных вод Океана, а также распространение токсических рассеянных элементов и в результате – гибель известкового планктона; выброс продуктов извержения (пыль, аэрозоли) мог привести к разрушению озонового экрана, затемнению атмосферы и похолоданию; за счет излияний мог возникнуть тепличный эффект из-за увеличения в атмосфере содержания углекислоты; в) сочетанием регрессии и вулканизма (Ekdale, Bromley, 1984; Hallam, 1987, 1989; Officer et al., 1987; Officer, Drake, 1989); г) опреснением поверхностного слоя воды за счет притока опресненных вод из Арктического бассейна, которое сочеталось с уменьшением содержания кислорода в толще воды ниже этого поверхностного слоя; при этом планктонные организмы вымирали из-за опреснения, бентосные – из-за дефицита кислорода, а наземные – из-за понижения температуры и сокращения количества атмосферных осадков (Gartner, Keany, 1978; Thierstein, Berger, 1978; Gartner, Mc Guirk, 1979; Thierstein, 1982); д) похолоданием (Stanley, 1984), которое фиксируется по изотопам кислорода раковин планктонных и бентосных фораминифер и могло вызвать в океанах и морях усиление циркуляции и перемешивание обедненных кислородом глубинных вод с шельфовыми, обусловившие наряду с понижением температуры дефицит кислорода (Wilde, Bergu, 1986), а на суше – снижение интенсивности выветривания и уменьшение притока питательных веществ в моря (Bramlette, 1965); е) уменьшением гетерогенности океанических вод в связи со снижением термального градиента (Lipps, 1986); ж) биотическими причинами, а именно распространением листопадной растительности, приведшим к увеличению почвенного покрова и уменьшению питательных веществ, поступавших с суши в моря и океаны, что, в свою очередь, вызвало вымирание фитопланктона, а затем питающихся им консументов (Bramlette, Martini, 1964; Bramlette, 1965; Tappan, 1982; Sheehan, Hansen, 1986; Arthur et al., 1987; Gallagher, 1991), или же истощением пищевых ресурсов Океана, наоборот, за счет очень высокой продук-

тивности фитопланктона и развитием в этой связи “красных” приливов (Найдин, 1986).

К менее распространенным гипотезам относятся гипотезы о вымирании как результате поднятия уровня карбонатной компенсации к поверхности, обусловившего вымирание планктона, а за ним и других организмов (Worsley, 1971), потепления (Emiliani et al., 1981; Rampino, Volk, 1988), геомагнитных инверсий, вызвавших генетическую изменчивость, появление мутантов и сниженные приспособленности видов ряда групп морских и наземных организмов (Tsakas, David, 1987), возрастания силы тяжести из-за пересечения Солнечной системой фронта галактической гравитационной волны (Белкин, 1989).

После кризиса восстановление разнообразия на видовом и родовом уровнях началось лишь со второй половины палеоцена, но только в середине эоцена для большинства групп бентоса (фораминиферы, двустворки, гастроподы, остракоды, морские ежи) оно достигло мелового уровня или превзошло его (Thierstein, Berger, 1978; Развитие и смена..., 1980, 1981; Шиманский, Соловьев, 1982; Benson et al., 1984; Hansen, 1987; Keller, 1988a, b). На семейственном же уровне падение разнообразия основных групп бентоса не проявлялось столь резко (таблица).

В палеогеновых морях в целом состав бентоса был очень близок к таковому мелового времени, лишь некоторые группы (брахиоподы, криноидеи, гидроидные полипы) стали менее распространенными. Среди нектобентоса утратили свое значение головоногие моллюски и большую роль стали играть морские млекопитающие. Состав же планктона был таким же, как в позднем мелу.

Что касается распределения таксонов и этолого-трофических группировок, или гильдий, в различных зонах моря: краевой, прибрежного и открытого мелководья, районов развития органогенных построек и относительно глубоководной зоны, то прежде надо отметить, что, как для мелового, так и для палеогеновых морей, систематический состав сообществ отличался в различных биогеографических областях и прежде всего в морях, относившихся к бореальному и тропическому, или приэкваториальному, поясам, будучи значительно более обедненным в бореальных морях, что особенно проявлялось в мелководной области в зоне развития органогенных построек.

В меловых бассейнах в краевой зоне (литораль, лагуны) преобладали двустворчатые и брюхоногие моллюски; меньшее значение имели остракоды, фораминиферы, скафоподы; брахиоподы, серпулиды, мшанки, нектобентосные головоногие играли незначительную роль; многочисленны были бесскелетные черви и ракообразные; локально отмечались заросли водной растительности, в том числе зеленых и красных

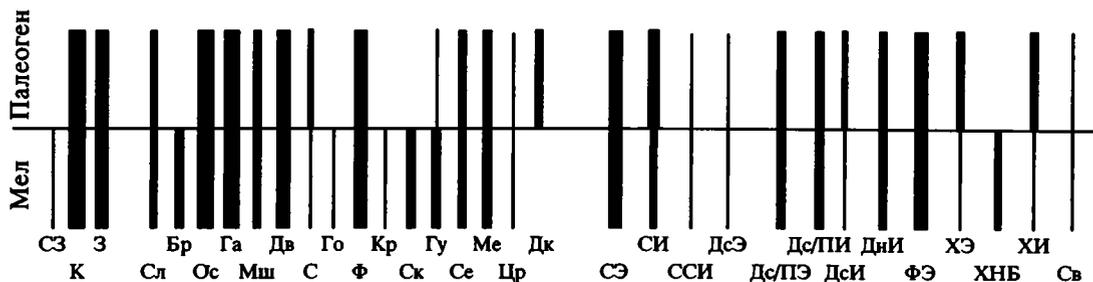


Рис. 1. Систематический и этолого-трофический состав донных сообществ прибрежной зоны меловых и палеогеновых морей. Систематические группы: Бр – брахиоподы, Га – гастроподы, Гд – гидроидные, Го – головоногие, Гу – губки, Дв – двустворчатые моллюски, Дк – декаподы, З – зеленые водоросли, К – красные водоросли, Кр – криноидеи, Ме – морские ежи, Мз – морские звезды, Мш – мшанки, Ос – остракоды, Оф – офиуроидеи, С – склерактинии, Се – серпулиды, СЗ – синезеленые водоросли, Ск – скафоподы, Сл – следы, Ст – строматопоронидеи, Ф – фораминиферы, Хе – хететиды, Цр – циррипедии.

Этолого-трофические группировки: ДнИ – инфаунные детритофаги несортирующие, ДсИ – инфаунные детритофаги сортирующие, Дс/ПИ – инфаунные детритофаги сортирующие и падалеяды, Дс/ПЭ – эпифаунные детритофаги сортирующие и падалеяды, ДсЭ – эпифаунные детритофаги сортирующие, Св – сверлильщики, СИ – инфаунные сестонофаги, ССИ – семиинфаунные сестонофаги, СЭ – эпифаунные сестонофаги, ФЭ – эпифаунные фитофаги, ХИ – инфаунные хищники, ХНБ – нектобентосные хищники, ХЭ – эпифаунные хищники.

водорослей. Господствовавшие эпифаунные сестонофаги были представлены свободно лежащими, биссусными и якорными формами; меньше были распространены инфаунные и семиинфаунные сестонофаги и сверлильщики. Много было сортирующих эпифаунных и инфаунных детритофагов и/или падалеядов и фитофагов, а также несортирующих детритофагов, или илоедов; нектобентосные хищники и/или падалеяды встречались реже.

В палеогене в лагунах бореальных морей, кроме господствовавших двустворчатых и брюхоногих моллюсков и фораминифер, жили губки, мшанки, циррипедии, остракоды, декаподы и другие ракообразные, серпулиды, реже морские ежи. Местами были развиты заросли водных высших растений или водорослей. Господствовали сестонофаги – эпифаунные неподвижно (особенно устричные) и подвижно прикрепленные, инфаунные, реже семиинфаунные и сверлильщики; с зарослями растительности были связаны многочисленные растительноядные формы; эпифаунные и инфаунные детритофаги, падалеяды и хищники имели меньшее значение. В лагунах и заливах с несколько пониженной соленостью в приэкваториальном поясе бентос был более разнообразен систематически. Эта зона была заселена двустворчатыми моллюсками, среди которых были особенно распространены устричные, гастроподами, фораминиферами (главным образом миллиолидами), остракодами и другими ракообразными (крабы и др.). Характерными формами здесь были мшанки, серпулиды и другие черви. Обычными были заросли водорослей и другой морской растительности. Преобладали эпифаунные и инфаунные сестонофаги, но довольно много было и эпифаунных и инфаунных детритофагов, в

том числе и несортирующих, а также растительноядных, тогда как семиинфаунные сестонофаги и хищники и/или падалеяды были относительно редкими.

В зоне прибрежного мелководья всех меловых морей основная роль принадлежала двустворчатым моллюскам, гастроподам, фораминиферам, остракодам, в меньшей степени брахиоподам, морским ежам, губкам, мшанкам; реже встречались скафоподы, серпулиды, циррипедии, криноидеи, редко – кораллы; нектобентосные головоногие имели подчиненное значение; много было червей и ракообразных, оставивших следы своей деятельности. Характерны были заросли водной растительности, в том числе зеленых и красных водорослей. Господствовали эпифаунные сестонофаги и фитофаги, на втором месте были эпифаунные и инфаунные сортирующие детритофаги и/или падалеяды. Довольно много было инфаунных сестонофагов и нектобентосных хищников, меньше – семиинфаунных сестонофагов, эпифаунных и инфаунных детритофагов и хищников (рис. 1).

В прибрежной зоне палеогеновых морей преобладали двустворки, гастроподы, фораминиферы (особенно миллиолиды, частыми были губки, мшанки, серпулиды, остракоды, декаподы, циррипедии; морские ежи были характерными для приэкваториальных морей, а в бореальных встречались реже. Местами развивалась богатая морская растительность. Этолого-трофический состав прибрежных сообществ был таким же, как и лагунных (см. рис. 1).

Сообщества открытого мелководного шельфа меловых морей состояли главным образом из двустворчатых моллюсков, гастропод, морских ежей, брахиопод, губок, фораминифер, мшанок; скафоподы, декаподы и серпулиды имели не-

сколько меньшее распространение; остракоды были многочисленны только в бореальных сообществах, а кораллы – в тропических; остальные группы (криноидеи, офиуроидеи, морские звезды, циррипедии) были развиты меньше. И в бореальных, и в приэкваториальных морях в этой зоне отмечались скопления красных и зеленых, реже синезеленых, водорослей и многочисленные следы червей и ракообразных; жили здесь нектобентосные головоногие и рыбы. На фоне господства эпифаунных сестонофагов (свободно лежавших, цементировавшихся, биссусных, способных плавать) было много сортирующих эпифаунных и инфаунных детритофагов и/или падалеядов, несортирующих инфаунных детритофагов, фитофагов и эпифаунных, инфаунных и нектобентосных хищников. Меньшее значение имели инфаунные сестонофаги, в том числе сверлильщики, еще реже встречались семиинфаунные сестонофаги и эпифаунные сортирующие детритофаги (рис. 2).

На мелководном шельфе палеогеновых бореальных морей, кроме двустворок, гастропод и фораминифер, характерными были скафоподы, мшанки, брахиоподы, морские ежи, криноидеи, а также различные ракообразные и черви; редки-

ми были кораллы – склерактинии. Господствующей этолого-трофической группировкой были сестонофаги – эпифаунные, инфаунные, реже – семиинфаунные и сверлильщики; обычными формами были инфаунные сортирующие и несортирующие детритофаги, растительноядные и хищники и/или падалеяды, более редкими – эпифаунные детритофаги и паразиты.

На мелководном шельфе тропических мелководных морей сообщества состояли из разнообразных двустворок, гастропод, кораллов, фораминифер, морских ежей; характерными были мшанки, брахиоподы, скафоподы, остракоды, крабы и другие ракообразные, серпулиды и бесскелетные черви; более редкими были губки, криноидеи, панцирные моллюски. Водная растительность состояла из зеленых и красных водорослей и морской травы *Symodoclea*. Характерными для этих сообществ были эпифаунные и инфаунные сестонофаги, растительноядные, хищники; многочисленными были и инфаунные детритофаги, в том числе несортирующие; жили здесь также эпифаунные детритофаги, семиинфаунные и сверлящие сестонофаги и паразиты. Таким образом, и систематический, и этолого-трофический состав

Число семейств основных групп бентосных беспозвоночных в раннем мелу - эоцене

Бентосные беспозвоночные	Мел		Палеоген		
	ранний	поздний	палеоцен		Эоцен
			даний	монс + танет	
Фораминиферы	24	47	45	46	55
Строматопороидеи	5		?	?	?
Губки (в целом)	90			45	
Сфинктозои	5		?	?	?
Склерактинии	41	47	37	37	38
Гидроидные (в целом)	3	1	1	1	1
Сферактиниды	1	1	–	–	–
Брахиоподы	18	17		14	
Мшанки	30	34	36	35 - 36	около 60
Гастроподы	65	106 (в маастрихте 93)	97	101	108
Двустворчатые моллюски (в целом)	87	98 (в маастрихте 86)	76	79	85
Гипсуритиды	6	6	?	1 род	–
Скафоподы	2	2	2	2	2
Остракоды	11	12	12	13	13
Морские ежи (в целом)	29	43 (в маастрихте 38)	30	33	45
Гемицидароида	2	2 (в маастрихте 1)	–	–	–
Ортопсида	1	1	–	–	–
Клипеастероида	–	?	?	1	6
Криноидеи	20	17	?		9
Морские звезды	15	16	16	16	16

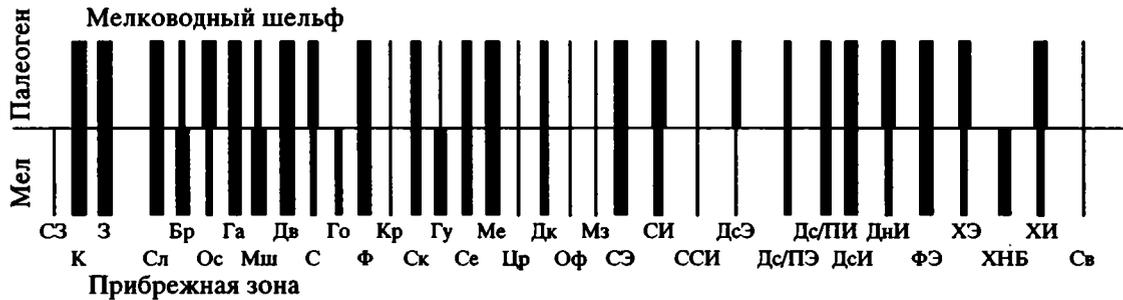


Рис. 2. Систематический и этолого-трофический состав донных сообществ мелководного шельфа меловых и палеогеновых морей. Условные обозначения см. на рис. 1.

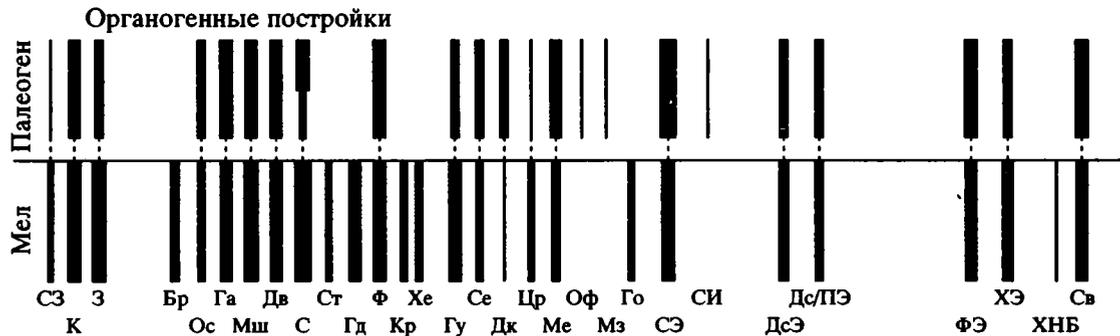


Рис. 3. Систематический и этолого-трофический состав донных сообществ органогенных построек в отмельной зоне тропических меловых и палеогеновых морей. Условные обозначения см. на рис. 1.

меловых сообществ тропического мелководья был очень разнообразен (рис. 2).

На отмелях в зоне развития органогенных построек систематический состав сообществ меловых бореальных и тропических морей сильно различался. Для первых были характерны двустворчатые моллюски, среди которых преобладали устричные, заметную роль играли мшанки, серпулиды, циррипедии, губки, фораминиферы, гастроподы, брахиоподы, морские ежи, остракоды; кораллы встречались только в самых южных районах. Среди водорослей преобладали синезеленые, формировавшие строматолиты. Для тропических морей были характерны органогенные постройки из кораллов и рудистов, к которым присоединялись гидроидные, строматопоридеи, хететиды, красные и зеленые водоросли, тогда как к рифолюбам относились многие двустворки, мшанки фораминиферы, известковые губки, брахиоподы, серпулиды, криноидеи, гастроподы, морские ежи. Этолого-трофический состав сообществ бореальных и тропических морей был весьма схож – резко преобладали эпифаунные неподвижно прикрепленные сестонофаги и сверлильщики, а также фитофаги, тогда как остальные группы (сортирующие эпифаунные детритофаги и/или падаляды, эпифаунные и нектобентосные хищники) играли незначительную роль (рис. 3).

В бореальном поясе палеогеновых морей на отмелях вдали от берегов местами возникали

банки, построенные мшанками и агерматипными кораллами – склерактиниями и октокораллами; из других групп здесь обычно селились серпулиды, криноидеи, цементировавшиеся или свободно прикреплявшиеся двустворки, брахиоподы, гидроидные полипы, известковые губки, а также часто приуроченные к органогенным постройкам гастроподы, циррипедии и другие ракообразные, морские ежи, морские звезды, офиуроидеи. В южных районах бореальной области возникали небольшие постройки из кораллиновых водорослей, а в северных морская растительность была представлена как высшими растениями, так и зелеными водорослями. Преобладали в этой зоне неподвижно прикрепленные эпифаунные сестонофаги; подвижно прикрепленные эпифаунные и инфаунные сестонофаги, растительоядные и хищники имели меньшее значение, а инфаунные и эпифаунные детритофаги были редки.

В палеогеновых морях приэкваториальной зоны, где в меловое время были развиты обширные рифовые постройки, в первой половине палеоцена они исчезли, затем начали формироваться небольшие постройки в основном кораллиновыми водорослями и лишь местами губками и кораллами – склерактиниями (Вруан, 1991), и только в олигоцене вновь возникли сложно построенные коралловые рифы, каркасостроителями которых были кораллы, кораллиновые и зеленые водоросли, мшанки и некоторые фораминиферы, дву-

створки и гастроподы. К рифолюбам относились эпифаунные биссусные и сверлящие двустворки, растительноядные гастроподы, морские ежи серпулиды, губки, одиночные кораллы, остракоды, крабы, свободно живущие фораминиферы. Преобладали неподвижно прикрепленные сестонофаги и микрохищники (корралы), остальные этолого-трофические группировки: эпифаунные мобильные и подвижно прикреплявшиеся, а также сверлящие сестонофаги, эпифаунные детритофаги и падалеяды, хищники, растительноядные – были характерными, но составляли меньшую часть рифовых сообществ (см. рис. 3).

В сообществах глубоководного шельфа как бореальных, так и тропических меловых морей господствовали двустворчатые моллюски, морские ежи, фораминиферы, губки, гастроподы, много было мшанок и брахиопод, бесскелетных организмов, оставивших следы, а также нектобентосных головоногих. Остальные группы (серпулиды, криноидеи, остракоды) имели меньшее значение, а одиночные кораллы, циррипедии, скафоподы, инкрустирующие черви, морские звезды, офиуриды были редкими формами. Преобладали свободнолежавшие, неподвижно прикрепленные и способные плавать эпифаунные сестонофаги; инфаунные и семиинфаунные сестонофаги имели меньшее значение. Детритофаги, как сортирующие, так и несортирующие, были одним из основных компонентов сообществ, особенно инфаунные; фитофаги были очень редки, а нектобентосные, эпифаунные и инфаунные хищники входили во все сообщества (рис. 4).

Палеогеновые сообщества глубоководного шельфа состояли из кремнистых губок, мелких фораминифер, мшанок, гастропод, двустворчатых моллюсков (среди которых много было способных плавать), морских ежей, скафопод; меньшее значение имели одиночные кораллы, брахиоподы, скафоподы, остракоды, серпулиды, криноидеи. Преобладали эпифаунные и инфаунные сестонофаги, инфаунные детритофаги, эпифаунные и инфаунные хищники. Более редкими были семиинфаунные сестонофаги и эпифаун-

ные детритофаги и/или падалеяды, а фитофаги практически отсутствовали (см. рис. 4).

Подводя итог, можно констатировать, что массовое вымирание и кризис биоты на границе мела и палеогена, принадлежат к наиболее значительным событиям в истории фанерозоя, не представляли кратковременного “моментального” события.

Большинство исследователей в настоящее время сходятся в том, что вымирание конца мела было длительным и ступенчатым, не одновременным для разных групп. Скорее всего не было единой причины вымирания, а имело место сочетание различных факторов (в том числе, возможно, был и импакт), обусловивших общую дестабилизацию условий: усиление вулканизма и связанных с этим явлений, сокращение площади эпиконтинентальных морей, общее похолодание, а затем кратковременное потепление, возникновение дефицита кислорода, уменьшение приноса питательных веществ с суши. На разные группы действовали различные факторы: на планктонных фораминифер и известковый напланктон – уменьшение интенсивности солнечного освещения, изменение химизма и температуры вод, уменьшение количества пищи; на бентосных – брахиопод, двустворчатых моллюсков, мшанок – недостаток пищи, смена карбонатных илов на обогащенные глинистым материалом нестабильные грунты, сокращение обстановок обитания, возникновение дефицита кислорода, похолодание и т.д.

Таким образом, на все компоненты биоты действовал комплекс абиотических и биотических факторов, и изменения в одной группе организмов вследствие коэволюционных процессов влияли и на остальные группы, и на всю биоту в целом.

“Пусковым механизмом” для всех этих изменений было резкое снижение продуктивности вод океана за счет быстрого вымирания пелагического планктона, что могло быть обусловлено как неземными, так и земными факторами.

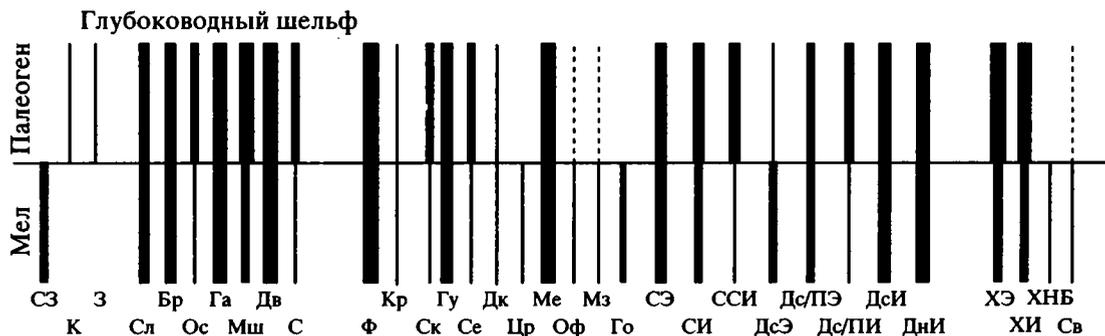


Рис. 4. Систематический и этолого-трофический состав донных сообществ глубоководного шельфа меловых и палеогеновых морей. Условные обозначения см. на рис. 1.

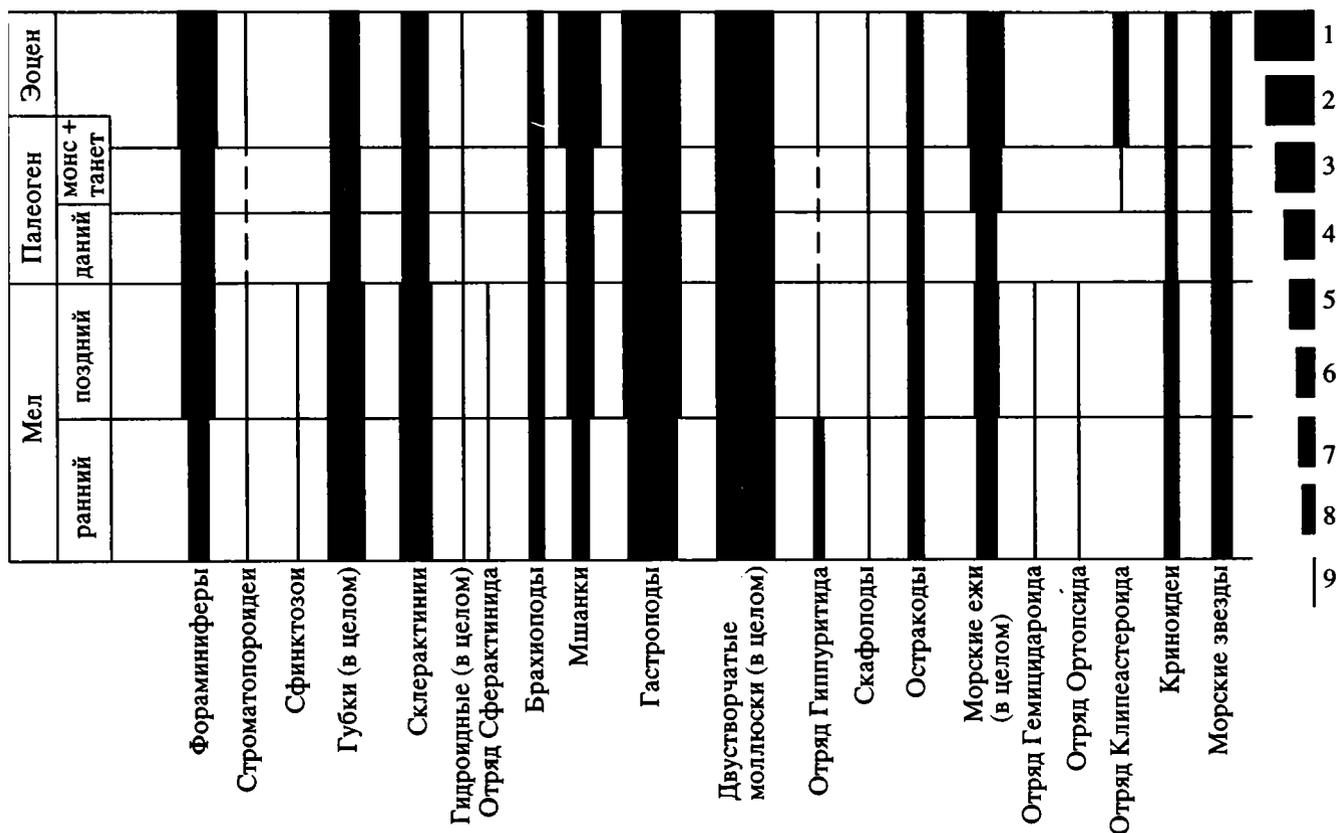


Рис. 5. Распространение основных групп бентосных беспозвоночных, слагающих шельфовые сообщества в меловое и палеогеновое время.

1 - 9 - число семейств: 1 - более 81, 2 - 61 - 80, 3 - 51 - 60, 4 - 41 - 50, 5 - 31 - 40, 6 - 21 - 30, 7 - 11 - 20, 8 - 6 - 10, 9 - 1 - 5.

Однако это катастрофическое абиотическое событие наложилось на уже происходившую в конце мелового периода реорганизацию биоты, в том числе и морской, за счет начавшегося снижения разнообразия ряда групп организмов, как планктонных и nektonных, так и бентосных. В разных группах это происходило по-разному в зависимости от специфических для каждой группы внутренних факторов ее развития.

Реорганизация биоты, начавшаяся не позже раннего маастрихта, по мнению А. Хоффмана (Hoffman, 1986), была лишь усилена и ускорена "терминальным меловым событием".

Бросается также в глаза, что, несмотря на очень значительное обновление бентоса на границе меловой и палеогеновой систем за счет интенсивного вымирания и затем появления новых таксонов, эти изменения произошли на видовом, родовом и в меньшей степени на семейственном (таблица) уровнях, но почти не коснулись высоких таксонов, как это имело место, в частности, на границе перми и триаса. Вымерли представители лишь 4-х отрядов, три из которых в конце мела состояли каждый только из одного семейства (*Sphaeractinida* среди гидроидных полипов, *Hemicidaroida* и *Orthopsida* среди правильных

морских ежей). Только отряд *Hippuritida* (двустворчатые моллюски), состоявший из 6 семейств, играл значительную роль в биоте меловых приэкваториальных морей, так что его исчезновение имело большое влияние на изменение состава рифовых сообществ. Еще менее значительным было обновление бентоса за счет появления высоких таксонов: возник лишь один отряд неправильных морских ежей - *Clupeasteroida*, да и то датировка его первого появления спорна (конец мела или же середина палеоцена) - рис. 5.

Этолого-трофический состав донных сообществ практически остался неизменным - менялись лишь таксоны родового и семейственного рангов, принадлежавшие к той или другой экологической группировке. Это относится и к рифовым постройкам, которые, как уже сказано, весьма пострадали во время кризиса и практически прекратили свое существование в начале палеоцена, а полное восстановление их произошло лишь в олигоцене, причем основные рифостроители (кроме рудистов) остались теми же, хотя среди второстепенных членов сообществ потеряли значение в качестве каркасостроителей гидроидные, хететиды и строматопороидеи, а криноидеи и брахиоподы, бывшие рифолюбими в меловое время, перешли в более глубоководную зону.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С.* Вымирание на рубеже мезозоя и кайнозоя // *Природа*. 1986. № 1. С. 57 - 60.
- Алексеев А.С., Бадюков Д.Д., Назаров М.А.* Граница мела и палеогена и некоторые события на этом рубеже // *Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя*. Л.: Наука, 1990. С. 8 - 24.
- Белкин В.И.* Причины экологического кризиса на границе мела и кайнозоя // *Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол.* 1989. № 64. № 4. С. 131 - 132.
- Захаров В.А., Ланухов А.С.* Иридиевые аномалии: всегда ли они свидетельствуют об импактных перестройках биосферы Земли? // *Экосистемные перестройки и эволюция*. Тез. докл. 37 сес. Всес. палеонтол. о-ва (Ленинград). Л.: АН СССР. Всес. палеонтол. о-во, 1991. С. 33 - 34.
- Красилов В.А.* Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы / Отв. ред. Васильковский Н.П. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Москвин М.М.* Биогеография позднего мела // *Итоги науки и техники. Стратигр. Палеонтол.* Т. 9. Биогеография мезозоя. М.: ВИНТИ, 1979. С. 87 - 124.
- Москвин М.М.* Морские ежи на рубеже мезозоя и кайнозоя // *Пробл. изучения ископ. и совр. иглокожих*. Таллин: АН ЭССР, 1989. С. 175 - 188.
- Москвин М.М., Соловьев А.Н., Эндельман Л.Г.* Этапность в развитии неправильных морских ежей и их смена на рубеже мезозоя и кайнозоя // *Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя*. М.: Наука, 1972. С. 29 - 39.
- Найдин Д.П.* Граница мела и палеогена // *Границы геологических систем*. М.: Наука, 1976. С. 225 - 257.
- Найдин Д.П.* Граница мела и палеогена на Мангышлаке и предполагаемые события на рубеже маастрихта и дания // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1986. № 9. С. 3 - 13.
- Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли*. Л.: Наука, 1979. 180 с.
- Развитие и смена беспозвоночных на рубеже мезозоя и кайнозоя*. Мшанки, членистоногие, иглокожие. М.: Наука, 1980. 176 с.
- Развитие и смена моллюсков на рубеже мезозоя и кайнозоя*. М.: Наука, 1981. 142 с.
- Развитие и смена простейших, кишечнополостных и червей на рубеже мезозоя и кайнозоя*. М.: Наука, 1981. 83 с.
- Сакс В.Н.* Проблемы этапности в развитии жизни и зональная стратиграфия мезозоя // *Геол. и геофиз.* 1976. № 11. С. 3 - 15.
- Шиманский В.Н.* Историческое развитие биосферы // *Эволюция и биоценоз. кризисы*. М.: Наука, 1987. С. 5 - 45.
- Шиманский В.Н., Соловьев А.Н.* Рубеж мезозоя и кайнозоя в развитии органического мира. М.: Наука, 1982. 40 с.
- Ager D.V.* Major marine cycles in the Mesozoic // *J. Geol. Soc. London*. 1981. P. 159 - 166.
- Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V.* Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. Experimental results and theoretical interpretation // *Science*. 1980. V. 208. № 4448. P. 1095 - 1108.
- Alvarez W., Alvarez L.W., Asaro F., Michel H.V.* The end of the Cretaceous: sharp boundary or gradual transition? // *Science*. 1984. V. 223. № 4641. P. 1183 - 1186.
- Arthur M.A., Zachos J.C., Jones D.S.* Primary productivity in the Cretaceous-Tertiary boundary event in the oceans // *Cretaceous Res.* 1987. 8. P. 43 - 54.
- Bambach R.K.* Ecospace utilization and guilds in marine communities through the Phanerozoic // *Tevesz M.J.S., McCall P.L. (eds). Interactions in Recent and Fossil Benthic Communities* Plenum. New York, 1983. P. 719 - 746.
- Benda L.* Das Phytoplankton des späten Apt und frühen Alb in Nordwestdeutschland: Die Diatomeen // *Geol. Jb. A.* 1982. № 65. S. 405 - 411.
- Benson R.H., Chapman R.E., Deck L.T.* Paleocyanographic events and deep-sea ostracods // *Science*. 1984. V. 224. № 4655. P. 1334 - 1336.
- Bramlette M.N.* Massive extinctions in biota of the end of Mesozoic time // *Science*. 1965. V. 148. № 3678. P. 1696 - 1699.
- Bramlette M.N., Martini E.* The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian // *Micropaleontology*. 1964. V. 10. № 3. P. 291 - 322.
- Brinkhuis H., Zachariasse W.J.* Dinoflagellate cysts, sea-level changes and planktonic foraminifers across the Cretaceous-Tertiary boundary at El Haria, northwest Tunisia // *Marine Micropaleontology*. 1988. V. 13. № 2. P. 153 - 191.
- Bryan J.R.* A Paleocene coral-algal-sponge reef from southwestern Alabama and the ecology of Early Tertiary reefs // *Lethaia*. 1991. V. 24. № 4. P. 423 - 438.
- Bryan J.R., Jones D.S.* Fabric of the Cretaceous-Tertiary marine macrofaunal transition at Braggs, Alabama // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1989. V. 69. № 3/4. P. 279 - 301.
- Buffetaut E.* Selective extinctions and terminal Cretaceous events // *Nature*. 1985. V. 310. № 5975. P. 276.
- Bujak J.P., Williams G.L.* Dinoflagellate diversity through time // *Marine Micropaleontology*. 1979. V. 4. № 1. P. 1 - 12.
- Campsie J., Johnson G.L., Jones J.E., Rich J.E.* Episodic volcanism and evolutionary crises // *Eos. Transactions of the Amer. Geophys. Union*. 1984. V. 65. № 45. P. 796 - 800.
- Clemens W.A., Archibald J.D., Hickey L.J.* Out with a whimper not a bang // *Paleobiology*. 1981. V. 7. № 3. P. 293 - 298.
- Cooper M.P.* Eustasy during the Cretaceous; its implications and importance // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1977. V. 22. P. 1 - 60.
- Courtilot V.E., Cisowski S.* The Cretaceous-Tertiary boundary events: external or internal causes? // *Eos. Transactions Amer. Geophys. Union*. 1987. V. 68. № 14. P. 193, 200.
- Cretaceous-Tertiary boundary events Symposium // Univ. Copenhagen, 1979. II. Proceedings, 250 p. III. Proceedings Addendum. P. 251 - 262.*
- Cretaceous-Tertiary extinctions and possible terrestrial and extraterrestrial causes // Syllogeus*. 1982. № 39. 151 p.
- Crocket J.H., Officer Ch.B., Wezel F.C., Johnson G.D.* Distribution of noble metals across the Cretaceous-Tertiary boundary at Gubbio, Italy: Iridium variation as a constraint on the duration and nature of Cretaceous // *Tertiary boundary events // Geology*. 1988. V. 16. № 1. P. 77 - 80.
- Downie C.* The geological history of the microplankton // *Rev. Palaeobotan. Palynolog.* 1967. V. 1. № 1 - 4. P. 269 - 281.
- Ekdale A.A., Bromley R.C.* Sedimentology and ichnology of the Cretaceous-Tertiary boundary in Denmark: implications

- for the causes of the terminal Cretaceous extinction // *J. Sediment. Petrolog.* 1984. V. 54. № 3. P. 681 - 703.
- Emiliani C., Kraus E.B., Shoemaker E.M.* Sudden death at the end of the Mesozoic // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1981. V. 55. № 3. P. 317 - 334.
- Erickson D.J. III, Dickson S.M.* Global trace-element biogeochemistry at the K/T boundary: oceanic and biotic response to a hypothetical meteorite impact // *Geology.* 1987. V. 15. № 11. P. 1014 - 1017.
- Fischer A.G., Arthur M.A.* Secular variations in the pelagic realm // *Soc. Econ. Paleontol. Min. Spec. Publ.* 1977. V. 25. P. 19 - 50.
- Gallagher W.B.* Selective extinction and survival across the Cretaceous-Tertiary boundary in the northern Atlantic Coastal Plain // *Geology.* 1991. V. 19. № 10. P. 967 - 970.
- Ganapathy R.* A major meteorite impact on the Earth 65 million years ago: Evidence from the Cretaceous-Tertiary boundary clay // *Science.* 1980. V. 209. № 4459. P. 921 - 923.
- Gartner S., Keany J.* The terminal Cretaceous event: A geologic problem with an oceanographic solution // *Geology.* 1978. V. 6. P. 708 - 712.
- Gartner S., Mc Guirk J.P.* Terminal Cretaceous extinction: Scenario for a catastrophe // *Science.* 1979. V. 206. № 4424. P. 1272 - 1276.
- Ginsburg L.* Régressions marines ou catastrophes cosmiques: comment juger les theories sur l'extinction des Dinosaures // *Bull. Cent. rech. explor.-prod. Elf-Aquitaine.* 1986. V. 10. № 2. P. 433 - 436.
- Griffis K., Chapman D.J.* Survival of phytoplankton under prolonged darkness: Implications for the Cretaceous-Tertiary boundary darkness hypothesis // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1988. V. 67. № 3 - 4. P. 305 - 314.
- Griffis K., Chapman D.J.* Modeling Cretaceous-Tertiary boundary events with extant photosynthetic plankton: effects of impact-related acid rain // *Lethaia.* 1990. V. 23. № 4. P. 379 - 383.
- Hallam A.* Pre-Quaternary sea-level changes // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1984. V. 12. P. 205 - 243.
- Hallam A.* End-Cretaceous mass extinction event: argument for terrestrial causation // *Science.* 1987. V. 238. № 4831. P. 1237 - 1242.
- Hallam A.* The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinction of marine invertebrates // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. B.* 1989. V. 325. № 1228. P. 437 - 455.
- Hallam A., Perch-Nielsen K.* The biotic record of events in the marine realm at the end of the Cretaceous: calcareous, siliceous and organic-walled microfossils and macroinvertebrates // *Tectonophysics.* 1990. V. 171. № 1 - 4. P. 347 - 357.
- Hansen T.A.* Extinction of Late Eocene to Oligocene molluscs: relationship to shelf area temperature changes, and impact events // *Palaios.* 1987. V. 2. № 1. P. 69 - 75.
- Hansen T., Ferrand R.B., Montgomery H.A., Billman H.G., Blechschmidt G.* Sedimentology and extinction patterns across the Cretaceous-Tertiary boundary interval in East Texas // *Cretaceous Res.* 1987. V. 8. № 3. P. 229 - 252.
- Hansen H.J., Gwozdz R., Hansen J.M., Bromley R.G., Rasmussen K.L.* The diachronous C/T plankton extinction in the Danish Basin. *Global Bio-Events.* Berlin: Springer, 1986. P. 381 - 384.
- Hoffman A.* Neutral model of Phanerozoic diversification: Implications for macroevolution // *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 1986. Bd 172. № 2. S. 219 - 244.
- Hoffman A.* What; if anything, are mass extinctions? // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. B.* 1989a. V. 325. № 1228. P. 253 - 261.
- Hoffman A.* Mass extinctions: the view of a sceptic // *J. Geol. Soc. London.* 1989b. V. 146. № 1. P. 21 - 35.
- Holland C.H.* Synchronology, taxonomy and reality // *Phil. Trans. R. Soc. London.* 1989. B. V. 325. № 1228. P. 263 - 277.
- House M.R.* Ammonoid extinction events // *Phil. Trans. R. Soc. London. B.* 1989. V. 325. P. 307 - 326.
- Hsü K.J.* Terrestrial catastrophe caused by impact at the end of the Cretaceous // *Nature.* 1980. V. 285. P. 201 - 203.
- Hsü K.J.* Evolutionary and environmental consequences of a terminal Cretaceous event. Cretaceous-Tertiary extinctions and possible terrestrial and extraterrestrial causes // *Sylogosus.* 1982. № 39. P. 140 - 142.
- Hsü K.J.* Catastrophic extinctions and the inevitability of the improbable // *J. Geol. Soc.* 1989. V. 146. № 5. P. 749 - 754.
- Hsü K.J., He Q., McKenzie J.A., Wessert H., Perch-Nielsen K., Oberhasli H., Kelts K., La Brecque J., Tauke L., Krähenbühl U., Percival S.F., Wright R., Karpoff A.M., Petersen N., Tucker P., Poore R.Z., Gombos A.M., Pisciotto K., Carman M.F., Schreiber E.* Mass mortality and its environmental and evolutionary consequences // *Science.* 1982. V. 216. № 4543. P. 249 - 256.
- Hut P., Alvarez W., Elder W.P., Hansen Th., Kauffman E.G., Keller G., Shoemaker E.M., Weissman P.R.* Comet showers as a cause of mass extinctions // *Nature.* 1987. V. 329. № 6135. P. 118 - 126.
- Jaeger H.* The Faunenwende Mesozoikum / Känozoikum-nüchtern betrachtet // *J. Geol. Wiss.* 1986. Bd. 14. № 6. S. 629 - 656.
- Johansen M.B.* Adaptive radiation, survival and extinction of brachiopods in the north-west European upper Cretaceous-lower Paleocene chalk // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1989. V. 74. № 3/4. P. 147 - 204.
- Johnson C.C., Kauffman E.G.* Originations, radiations and extinctions of Cretaceous rudistid bivalve species in the Caribbean Province // *Extinction events in earth history. Lecture Notes in Earth Sciences.* Berlin: Springer, 1990. V. 30. P. 303 - 324.
- Jones D.S., Mueller P.A., Bryan J.R., Dobson J.P., Channell J.E.T., Zachos J.C., Arthur M.A.* Biotic, geochemical, and paleomagnetic changes across the Cretaceous / Tertiary boundary at Braggs, Alabama // *Geology.* 1987. V. 15. № 4. P. 311 - 315.
- Jones D.S., Nicol D.* Origin, survivorship, and extinction of rudist taxa // *J. Paleontol.* 1986. V. 60. № 1. P. 107 - 115.
- Kaiho K.* A low extinction rate of intermediate-water benthic foraminifera at the Cretaceous / Tertiary boundary // *Mar. Micropaleontol.* 1992. V. 18. № 3. P. 229 - 259.
- Kauffman E.G.* The fabric of Cretaceous marine extinctions // *Berggren W.A., Van Couvering J.A. (eds). Catastrophes and Earth History the New Uniformitarianism.* Princeton Univ. Press. 1984. P. 151 - 246.
- Keller G.* Extended period of K/T boundary mass extinction in the marine realm // *Lunar planet. Inst. and Nat. Acad. Sci. Contrib.* 1988a. № 673. P. 88 - 89.

- Keller G.* Biotic turnover in benthic foraminifera across the Cretaceous–Tertiary boundary et El Kef, Tunisia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1988b. V. 66. № 3/4. P. 153 - 172.
- Keller G.* Extended period of extinctions across the Cretaceous / Tertiary boundary in planctonic foraminifera of continental shelf sections: Implications for impact and volcanism theories // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101 № 11. P. 1408 - 1419.
- Kemper E.* Apt und Alb – Beginn einer neuen Zeit // *Giol. Jb.* 1982. A 65. P. 681 - 693.
- Kennedy W.J.* Thoughts on the evolution and extinction of Cretaceous ammonites // *Proc. Geol. Assoc.* 1989. V. 100. № 3. P. 251 - 279.
- Knoll A.H.* Evolution and extinction in marine realm: some constraints imposed by phytoplankton // *Phil. Trans. Roy. Soc. London B.* 1989. V. 325. № 1228. P. 279 - 289.
- Lipps J.H.* Extinction dynamics in pelagic ecosystems // *Elliott D.K.* (ed.) *Dynamics of extinction.* New York: Wiley, 1986. P. 87 - 104.
- Mc Kinney M.L.* Mass extinction patterns of marine invertebrate groups and some implications for a causal phenomenon // *Paleobiology.* 1985. V. 11. № 2. P. 227 - 233.
- Mc Lean D.M.* Deccan traps mantle degassing in the terminal Cretaceous marine extinctions // *Cretaceous Res.* 1985a. V. 6. P. 235 - 259.
- Mc Lean D.M.* Mantle degassing unification of the trans – K–T geobiological record // *Evol. Biol.* 1985b. V. 19. P. 287 - 313.
- Mc Lean D.M.* K-T transition into chaos // *J. Geol. Edluc.* 1988. V. 36. № 4. P. 237 - 243.
- MacLeod N., Keller G.* Hiatus distributions and mass extinctions at the Cretaceous / Tertiary boundary // *Geology.* 1991. V. 19. № 5. P. 15 - 20.
- Masse J.-P., Philip J.* L'évolution des Rudistes au regard des principaux evenements géologiques du Cretace // *Bull. Cent. rech. explor. prod. Elf-Aquitaine.* 1986. V. 10. № 2. P. 437 - 456.
- Newell N.D.* Mass extinctions at the end of the Cretaceous period // *Science.* 1965. V. 149. № 3687. P. 922 - 924.
- Newell N.D.* The evolution of reefs // *Scient. Amer.* 1972. V. 226. № 6. P. 54 - 65.
- Officer C.B., Drake C.L.* The Cretaceous–Tertiary transition // *Science.* 1983. V. 219. № 4591. P. 1383 - 1390.
- Officer C.B., Drake C.L.* Terminal Cretaceous environmental events // *Science.* 1985. V. 227. № 4691. P. 1161 - 1167.
- Officer C.B., Drake C.J.* Cretaceous / Tertiary extinctions. We know the answer, but what is the questions? // *Eos.* 1989. V. 70. № 25. P. 659 - 661.
- Officer C.B.* Extinctions, iridium, and shocked minerals associated with the Cretaceous / Tertiary transition // *J. Geol. Educ.* 1990. V. 38. № 5. P. 402 - 425.
- Officer C.B., Hallam A., Drake Ch.L., Devine J.D.* Late Cretaceous and paroxysmal Cretaceous // Tertiary extinctions // *Nature.* 1987. V. 326. № 6109. P. 143 - 149.
- Olsson R.K., Liu Ch.* Controversies on the placement of Cretaceous–Paleogene boundary and the K/P mass extinction of planktonic foraminifera // *Palaios.* 1993. V. 8. № 2. P. 127 - 139.
- Perch-Nielsen K.* Geologic events and the distribution of calcareous nannofossils – some speculations // *Bull. Cent. rech. explor. prod. Elf-Aquitaine.* 1986. V. 10. № 2. P. 421 - 432.
- Perch-Nielsen K., McKenzie J., He Q.* Biostratigraphy and isotopic geochemistry and the “catastrophic” extinctions of calcareous nannoplankton at the Cretaceous / Tertiary boundary // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1982. V. 190. P. 353 - 371.
- Pollack J.B., Toon O.B., Ackerman Th.P., McKay Ch.P.* Environmental effects of an impact-generated dust cloud: implications for the Cretaceous–Tertiary extinctions // *Science.* 1983. V. 219. № 4582. P. 287 - 289.
- Prinn R.G., Fegley B., Jr.* Bolide impacts, acid rain, and biospheric traumas at the Cretaceous–Tertiary boundary // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1987. V. 83. P. 1 - 15.
- Rampino M.R., Volk T.* Mass extinctions, atmospheric sulphur and climatic warming at the K/T boundary // *Nature.* 1988. V. 332. № 6159. P. 63 - 65.
- Rhodes M.C., Thayer Ch.W.* Mass extinctions: Ecological selectivity and primary production // *Geology.* 1991. V. 19. № 9. P. 877 - 880.
- Roth P.H.* Mesozoic calcareous nannofossil evolution: relation to paleoceanographic events // *Paleoceanography.* 1987. V. 2. P. 601 - 611.
- Russell D.A.* The biotic crisis at the end of the Cretaceous period // *Syllogeus.* 1977. № 12. P. 11 - 23.
- Sahni A.* Cretaceous–Tertiary boundary events: mass extinctions iridium enrichment and Deccan volcanism // *Curr. Sci (India).* 1988. V. 57. № 10. P. 513 - 519.
- Sepkoski J.J., Jr.* Flat-pebble conglomerates storm deposits, and the Cambrian bottom fauna // *Eisele G., Seilacher A.* (eds). *Cyclic and event stratification.* Berlin: Springer-Verlag, 1982. P. 371 - 385.
- Sepkoski J.* Global bioevents and the question of periodicity // *Lect. Notes Earth Sci.* 1986. V. 8. P. 47 - 61.
- Sepkoski J.J., Jr.* Periodicity of extinctions: a 1988 update // *Lunar planet. Inst. Contrib.* 1988. № 676. P. 170 - 171.
- Sepkoski J.J., Jr.* Periodicity in extinction and the problem of catastrophism in the history of life // *J. Geol. Soc. London.* 1989. V. 146. № 1. P. 7 - 19.
- Sepkoski J.J., Jr., Raup D.M.* Periodicity in marine extinction events // *Elliott D.K.* (ed.) *Dynamics of extinction.* N.Y. etc.: Wiley, 1986. P. 3 - 36.
- Sheehan P.M., Hansen Th.A.* Detritus feeding as a buffer to extinction at the end of the Cretaceous // *Geology.* 1986. V. 14. № 10. P. 868 - 870.
- Smit J., Groot H., de Jonge R., Smit P.* Impact and extinction signatures in complete Cretaceous–Tertiary (KT) boundary sections // *Lunar planet. Inst. Contrib.* 1988. № 673. P. 182 - 183.
- Smit J., Hertogen J.* An extraterrestrial event at the Cretaceous–Tertiary boundary // *Nature.* 1980. V. 285. P. 198 - 200.
- Smit J., Romein A.J.T.* A sequence of events across the Cretaceous–Tertiary boundary // *Earth planet. Sci. Lett.* 1985. V. 74. P. 155 - 170.
- Stanley S.M.* Temperature and biotic crises in the marine realm // *Geology.* 1984. V. 12. № 4. P. 205 - 208.
- Tappan H.* Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1968. V. 4. № 3. P. 187 - 210.
- Tappan H.* Extinction or survival: selectivity and causes of Phanerozoic crises // *Silver L.T., Schultz P.H.* (eds). *Geol. implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth.* *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 190. 1982. P. 265 - 275.

- Tappan H., Loeblich Jr.* Fluctuating rates of protistan evolution, diversification and extinction // Internat. Geol. Congress, 24th, Montreal, 1972. Section 7. Paleontology. P. 205 - 213.
- Tappan H., Loeblich J.* Evolution of the oceanic plankton // Earth Sci. Rev. 1973. V. 9. № 3. P. 207 - 240.
- Taylor J.D.* The evolution of predators in the Late Cretaceous and their ecologic significance // Forey P.L. (ed.). The evolving biosphere. British Museum (Nat. History) and Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1981. P. 229 - 240.
- Thayer C.W.* Sediment-mediated biological disturbance and the evolution of marine benthos // Tevesz M.J.S., McCall P.L. (eds). Biotic Interactions in Recent and Fossil Communities Plenum. New York, 1983. P. 479 - 625.
- Thierstein H.R.* The terminal Cretaceous extinction event and climatic stability // Climate in Earth History. Washington: Nat. Acad. Press, 1982. P. 90 - 96.
- Thierstein H.R., Berger W.H.* Injection events in ocean history // Nature. 1978. V. 276. № 5687. P. 461 - 466.
- Tsakas S.C., David J.R.* Population genetics and the Cretaceous extinction // Gen., Selec., Evol. 1987. V. 19. № 4. P. 487 - 495.
- Van den Berch S.* Life and death in the inner solar system // Publ. Astron. Soc. Pacif. 1989. V. 101. № 639. P. 500 - 509.
- Vermeij G.J.* The Mesozoic faunal revolution: evidence from snails, predators and grazers // Paleobiology. 1977. V. 3. № 3. P. 245 - 258.
- Ward P.* The extinction of the ammonites // Sci. American. 1983. P. 249. № 4. P. 136 - 147.
- Ward P.D., MacLeod K.* Macrofossil extinction patterns at Bay of Biscay Cretaceous-Tertiary boundary sections // Lunar planet. Inst. Contrib. 1988. № 676. P. 206 - 207.
- Ward P., Wiedmann J., Mount J.F.* Maastrichtian molluscan biostratigraphy and extinction patterns in a Cretaceous / Tertiary boundary section exposed at Zumaya, Spain // Geology. 1986. V. 14. № 11. P. 899 - 903.
- Wiedmann J.* The heteromorphs and ammonoid extinction // Biol. Rev. Cambridge Philos. Soc. 1969. V. 44. № 4. P. 563 - 602.
- Wiedmann J.* Macro-invertebrates and the Cretaceous-Tertiary boundary // Walliser O.H. (ed.). Global bio-events. Lect. Notes Earth Sci. 1986. V. 8. P. 397 - 409.
- Wilde P., Berry W.B.N.* The role of oceanographic factors in the generation of global bio-events // Lect. Notes Earth Sci. 1986. V. 8. P. 75 - 91.
- Wolbach W.S., Gilmour I., Anders E., Orth Ch.J., Brooks R.R.* Global fire at the Cretaceous-Tertiary boundary // Nature. 1988. V. 334. № 6184. P. 665 - 669.
- Wolbach W.S., Lewis P.S., Anders E.* Cretaceous extinctions: evidence for wildfires and search for meteoritic material // Science. 1985. V. 230. № 4722. P. 167 - 170.
- Worsley T.R.* Terminal Cretaceous events // Nature. 1971. V. 230. № 5292. P. 318 - 320.
- Zachos J.C., Arthur M.A.* Paleooceanography of the Cretaceous / Tertiary boundary event: inferences from stable isotopic and other data // Paleooceanogr. 1986. V. 1. № 1. P. 5 - 26.
- Zachos J.C., Arthur M.A., Dean W.E.* The Cretaceous-Tertiary boundary marine extinction and global primary productivity collapse // Lunar planet. Inst. Contrib. 1988. № 673. P. 221 - 222.
- Zachos J.C., Arthur M.A., Dean W.E.* Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous / Tertiary boundary // Nature. 1989. V. 337. № 6202. P. 61 - 64.

Рецензент А.Ю. Розанов

УДК 551.24:551.721.73

ДИНАМИЧЕСКАЯ СОПРЯЖЕННОСТЬ НАИБОЛЕЕ РАННИХ СОБЫТИЙ В СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКОМ, СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ И УРАЛО-ОХОТСКОМ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ

© 1995 г. С. Г. Рудаков

Московский государственный университет, 119899 Москва, Ленинские горы, Россия

Поступила в редакцию 15.09.93 г.

Показано, что главнейшие тектонические рубежи, контролировавшие наиболее ранний, байкальский этап самостоятельной эволюции Средиземноморского подвижного пояса, сыграли также значительную роль в развитии Северо-Атлантического и Урало-Охотского поясов. Для названных поясов сопоставлены крупнейшие перемены, связанные с собственно дальсландским (гренильским), позднедальсландским (делийским, по В.Е. Хаину), кадомским и салаирским импульсами тектогенеза, а также имевшие место в венде. Первые два рубежа отражают прогресс в развитии всех поясов с раскрытием в их пределах океанских бассейнов в обстановке генерального растяжения коры и нарастающего дробления допозднепротерозойского суперконтинента Пангеи-1. Дальсландские (1200 - 1000 млн. лет) события характеризовались ясно выраженным однообразием, а после позднедальсландского тектогенеза (850 - 800 млн. лет) в развитии поясов распознаются некоторые различия. Средиземноморский пояс, в частности, опережает другие по времени перехода от стадии рифтинга к спредингу: океан Прототетис раскрывается ранее других. Вендское время характеризовалось максимальным раскрытием океанских бассейнов. Кадомским тектогенезом (около 650 - 570 млн. лет) было положено начало постепенному замыканию океанов, и локальные проявления коллизии фиксируются во всех поясах. Наибольшей же редукции подвергся Прототетис, в котором замкнулась обширная Перигондванская часть. Салаирский тектогенез (520 - 490 млн. лет) ясно проявился в многообразии перемен во всех поясах. Многие бассейны испытали окончательное замыкание, но в ряде мест отмечаются лишь локальная коллизия или уже вторичное раскрытие океанов (в Перигондванской части Средиземноморского пояса и, вероятно, на Урале). Для кадомского и салаирского рубежей отчетливо прослеживается геодинамическая сопряженность одинаково и противоположно направленным тектоническим процессам, а для последних выявляется взаимно компенсирующая значимость. В итоге сделан вывод о том, что в позднем протерозое - начале палеозоя Северо-Атлантический, Средиземноморский и Урало-Охотский подвижные поясы представляли целостную глобальную систему, развитие отдельных частей которой контролировалось единым тектоническим ритмом.

Ключевые слова. Подвижные поясы (Прототетис, Урало-Охотский, Северо-Атлантический), поздний протерозой, начало палеогена, корреляция.

ВВЕДЕНИЕ

Внимание к соотношениям важнейших тектонических событий на наиболее ранних этапах развития Северо-Атлантического, Средиземноморского и Урало-Охотского подвижных поясов, принадлежавших к глобальной системе линейных структур, которая расчленила в позднем протерозое суперматерик Пангея-1 на крупнейшие континентальные плиты, определяется, прежде всего, значимостью этих событий в эволюции земной коры. Ранее автор (Рудаков, 1991) показал, что главнейшие события на самом раннем этапе самостоятельной эволюции Средиземноморского пояса контролировались рубежами около 1100 - 1000 и 850 - 800 млн. лет назад, кадомским и салаирским тектогенезом. Первые два рубежа характеризовали процессы раскрытия океанского бассейна, а с кадомским и салаирским тектогенезом было связано завершение эволю-

ции подвижного пояса на байкальском этапе. Наличие тех же рубежей в развитии Северо-Атлантического пояса позволило автору (Рудаков, 1993) выполнить корреляцию событий в двух поясах, непосредственно обрамлявших Восточно-Европейский материк.

Одним из оснований для включения в дальнейший анализ Урало-Охотского подвижного пояса служит принадлежность собственно Уральскому отрезку этого пояса к восточному обрамлению того же Восточно-Европейского материка, а другое основание представляют глобальные реконструкции (Хаин, Божко, 1988), подтверждающие вероятность существования непосредственных связей между Прототетисом и Казахстанско-Тяньшанским бассейном Урало-Охотского пояса. Те же палеорекострукции свидетельствуют о наличии связей последнего с Индокитайским отрезком Средиземноморского пояса, что опреде-

ляет правомерность включения в анализ наиболее ранних событий в эволюции Индокитая. Задачами данного исследования автор считает, во-первых, корреляцию главнейших тектонических перемен в эволюции названных подвижных поясов на установленных ранее рубежах и в венде, а во-вторых, выявление динамической сопряженности этих перемен.

Актуальность темы определяется, в свою очередь, заметной диспропорцией в освещении наиболее ранней тектонической эволюции данных поясов по сравнению с последующими этапами их развития. Несмотря на несомненную схематичность, полученная картина (рис. 1) позволяет охарактеризовать главнейшие черты эволюции Северо-Атлантического, Средиземноморского и Урало-Охотского поясов в позднем протерозое - самом начале палеозоя.

ДАЛЬСЛАНДСКИЙ РУБЕЖ

Тектонический перелом между средним и поздним рифеем ясно заметен в развитии всех анализируемых подвижных поясов и большинства их крупных частей, благодаря датировкам от 1200 (чаще от 1100) до 1000 млн. лет, которые маркируют значительные тектонические события, часто имевшие противоположную направленность.

Следы дальсландского (гренильского) тектогенеза, отражающие формирование Северо-Атлантического пояса, разделившего Северо-Американский и Евразийский материки, распознаются на каждом из них. В Северной Америке к ним относится весь комплекс гренильских (s. s.) событий с пиками метаморфизма и деформаций около 1100 и 950 млн. лет назад. С тем же импульсом тектогенеза было связано становление гранитоидов Шотландии (1020 млн. лет) и Ирландии (1070 млн. лет). В европейском же ограничении зарождавшегося подвижного пояса результатом того же тектогенеза стала глубокая переработка древнейших комплексов Свеконорвежской области и пентеврия Армориканского массива (Хаин, Божко, 1988). Показательно, что близким временем датируются также события, отражающие нарастание континентального рифтинга, к которым относится, в частности, образование ровых комплексов базитовых даек, известных, например, в Гренландии (988 млн. лет), в Швеции (980 - 950 млн. лет) и в Финляндии (около 1050 млн. лет) (Pesonen et al., 1989).

В пределах Средиземноморского подвижного пояса также фиксируется активный континентальный рифтинг, который вскоре привел к раскрытию океанского бассейна, отделившего Лавразию от Гондваны. Эта тектоническая активность отразилась в образовании базитовых комплексов на окраинах древних платформ, ограничивавших

пояс, и в его пределах. В качестве примера перикратонного комплекса можно назвать габбродолериты Волыно-Подолии (1060 ± 41 и 1041 ± 28 млн. лет). В самом поясе аналогичную тектоническую природу имеют ортоамфиболиты Пеннинских Альп (1020 млн. лет) и Северных Динарид (1010 млн. лет).

С другой стороны, близкими датировками отмечены также некоторые гранитоиды и гнейсы ряда добайкальских элементов, реликты которых сохранились в подвижном поясе. Примерами могут служить породы из основания Паннонской впадины (1180 - 975 млн. лет) (Рудаков, 1985) и гранитоиды Прилеп в Пелагонийском массиве с возрастом около 1000 млн. лет (Paranikolaou, Stojanov, 1983). В эволюции Индокитая рубежом около 1000 млн лет отмечено начало стадии, которая, с одной стороны, привела к окончательной консолидации фундамента Южно-Китайской платформы, а с другой - сопровождалась постепенным раскрытием в системе будущего Протетиса Вьетласского бассейна, обозначившегося еще в среднем рифее (Хаин, 1984).

В формировании достаточно разнородного Урало-Охотского подвижного пояса дальсландский рубеж также уверенно распознается. В Тимано-Печорско-Баренцевоморской области возраст около 1000 млн. лет имеют барминско-чернорецкий и южно-тиманский комплексы габбродиабазов (Белякова, Степаненко, 1991). На собственно Уральском отрезке пояса дальсландский тектогенез, с одной стороны, привел около 1100 - 1000 млн. лет назад к "образованию парных метаморфических поясов, проявлению складчатости и гранитизации" (Ленных, 1984). Тот же диастрофизм отразился, вероятно, в датировках 1069 - 987 млн. лет, полученных для гнейсов и гранитоидов из основания Западно-Сибирской плиты (Сурков, Жеро, 1981). С другой стороны, на Приполярном Урале близким возрастом охарактеризованы комплексы амфиболитов, химически сходных с континентальными толеитами. В.И. Ленных (1984) отметил, что непосредственно за складчатостью и метаморфизмом на западном склоне Урала начались "отрыв микроконтинентов и формирование окраинных морей". В.Е. Хаин и др. (1993) показали, что граница Сибирского палеоконтинента с формирующимся палеоокеаном обозначилась не позднее начала позднего рифея, судя по "гренильским" гранитоидам Таймыра, Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саянна. К той же группе интрузий в Алтае-Саянской области, вероятно, принадлежат и гранитоиды тесемугурского комплекса Сангиленского микроконтинентального блока, по цирконам из которых получена U-Pb изохрона в 1080 млн. лет (Гибшер и др., 1991). Выделенный В.Е. Хаиным и др. (1993) рифейский офиолитовый пояс маркирует один из

Рубежи, млн. лет	Северо-Атлантический пояс	Средиземноморский пояс			Урало-Охотский пояс				
		Периферо-сарматская часть	Перигондванская часть	Индокитайский отрезок	о б л а с т и				
					Тимано-Печорская	Уральская	Казахстанская	Алтае-Саянская	
Салаирский 500	← →	▶ ◀		→ ←	▶ ◀			▶ ◀	 1
Кадомский ~600	← →		▶ ◀	← →		▶ ◀		← →	 2
Поздне-дальсландский 800 850			?	?	?				 3
	×	×	×	×		×	×	×	 4
Дальсландский 1000 1100	×	×	×	×	β	×	×	×	 5
	×	×	×	×	β	×	×	×	 6
	×	×	×	×	β	×	×	×	 7

Рис. 1. Корреляция главнейших тектонических событий в эволюции Северо-Атлантического, Средиземноморского и Урало-Охотского подвижных поясов в позднем протерозое - самом начале палеозоя.

1 – возобновление спрединга; 2 – общее замыкание бассейна; 3 – локальная коллизия с замыканием частных бассейнов; 4 – проявления островодужного магматизма; 5 – начало спрединга (по возрасту самых древних из океанических отложений); 6 – наиболее ранние проявления инициального базитового магматизма; 7 – некоторые из дальсландских и познедальсландских гранитоидов.

наиболее ранних бассейнов в разраставшемся Центрально-Азиатском океане.

В эволюции Казахстанско-Тяньшанской области Урало-Охотского пояса рубеж около 1100 млн. лет был ознаменован исседонской складчатостью (Зайцев, 1984), сопровождавшейся гранитизацией и региональным метаморфизмом. Для складчатых гранитоидов в Казахстане получены датировки в 1200 и 1100 млн. лет, а на Северном и Среднем Тянь-Шане – 1270 и 1070 млн. лет (Хаин, Божко, 1988). Тот же тектогенез привел к замыканию ряда авлакогенов на северной периферии Северо-Китайской платформы, которое сопровождалось местами складчатостью и слабым метаморфизмом (Милановский, 1991).

В развитии Алтае-Саянской области и ее платформенного ограничения дальсландский рубеж проявился, прежде всего, в структурной перестройке комплексов добайкальского основания на юге Сибирского кратона и в становлении гранитоидов, например, из баргузинского комплекса (1014 млн. лет) и мигматитов Северной Монголии (1058 - 950 млн. лет) (Хаин, Божко, 1988). Для

юго-запада Сибирской платформы Е.С. Постельников и Н.И. Мусейбов (1992) подчеркнули значительное рифтообразование на гренвильском уровне 1100 - 1000 млн. лет назад. В самой же Алтае-Саянской области тот же рубеж был отмечен образованием комплекса рвущих диабазов с возрастом около 1190 млн. лет (Алтухов, 1986).

Таким образом, общей чертой дальсландского, или гренвильского, рубежа является фаза тектогенеза со складчатостью, гранитизацией и метаморфизмом, установленная как во всех анализируемых поясах, так и на периферии ограничивавших их кратонов. С другой стороны, тем же интервалом времени между 1200(1100) и 1000 млн. лет назад во всех поясах датированы события, свидетельствующие о деструкции древнейшей континентальной коры. Наиболее характерными из них служат самые ранние проявления базитового магматизма, отмеченные во всех поясах. Правда, эти события были отделены от начала океанической седиментации существенно разными по длительности отрезками времени. В этой тесной сближенности и даже перекрытии во времени про-

тивоположно направленных процессов в эволюции коры, вероятно, отразилась самая сущность протекавшей в большинстве мест стадии рифтинга, сыгравшей подготовительную роль к раскрытию в подвижных поясах океанских бассейнов. В интервале 1200 - 1000 млн. лет назад импульсы сжатия и связанные с ними процессы, вероятно, быстро и неоднократно сменялись условиями тектонического растяжения. Очевидная же синхронность комплекса событий во всех поясах, в некоторой мере, может также отражать еще не утраченную целостность суперконтинента Пангея-1, что подтверждается и палеомагнитными данными (Pesonen et al., 1989), согласно которым на дальсландском рубеже Гренвильская и Свеконорвежская провинции были, вероятно, частями единого непрерывного пояса. Те же данные указывают на начало значительного перемещения частей этого пояса около 1000 - 900 млн. лет назад. После дальсландского рубежа режим рифтогенеза в формирующихся подвижных поясах сохранился и активизировался.

ПОЗДНЕДАЛЬСЛАНДСКИЙ (ДЕЛИЙСКИЙ) РУБЕЖ

В эволюции анализируемых подвижных поясов зафиксированы датировки около 850 - 800 млн. лет назад. В находившемся на стадии рифтинга Северо-Атлантическом поясе этот возраст имеют комплексы Багко в Норвегии (около 825 млн. лет) и Торридон в Шотландии (810 ± 17 млн. лет) (Stewart, 1982). В пределах Средиземноморского пояса вскоре после рубежа в 850 - 800 млн. лет раскрылся океанский бассейн Прототетиса, разделивший Лавразию и Африканскую часть Гондваны (рис. 2, А). Терригенная седиментация вскоре была дополнена здесь энсиалическим и энсиматическим островодужным магматизмом (Рудаков, 1991). Элементом Прототетиса несомненно служил и Аравийский океан, в пределах которого, как показывают недавние публикации (Abdelsalam, Stern, 1993; Kroner et al., 1992), инициальный океанский магматизм проявился не ранее 900 млн. лет назад, а островодужные комплексы отвечают позднему рифею и венду.

Примерно в то же время на Индокитайском отрезке Средиземноморского пояса между Южно-Китайским и Индосинийским континентальными блоками окончательно раскрылся Вьетласский бассейн с корой океанического типа, что подтверждается наличием офиолитов с возрастом 837 млн. лет в провинции Гуанси, на крайнем юге Китая (Zhai et al., 1985). Тем же временем около 850 млн. лет датирована орогения Янцзы, завершившая консолидацию фундамента Южно-Китайского кратона, который стал непосредственным ограничением новообразованного океанского бассейна, вошедшего в систему Прототетиса.

В пределах Урало-Охотского пояса рубеж в 850 - 800 млн. лет назад был ознаменован активным вулканизмом в Казахстане, отразившим возникновение обстановки тектонического растяжения с постепенной деструкцией континентальной коры. На том же позднедальсландском рубеже произошло становление гранитоидов на западной периферии Сибирского кратона, например, на Таймыре (850 ± 50 млн. лет) и в районе Енисейского кряжа (850 - 820 млн. лет) (Хаин и др., 1993). Тектогенез около 850 - 800 млн. лет назад замечен также на юге Сибирского кратона и в платформенных элементах Северного Китая, служивших ограничением Алтае-Саянской области, для которой в последнее время выявляется все больше признаков наличия океанского бассейна уже в позднем рифее. В частности, Е.В. Хаин (1991) отметил существование примитивного океана, возникшего в результате деструкции более древней континентальной коры в пределах Восточного Саяна и Северной Монголии. Конец позднего рифея был ознаменован здесь заложением островных вулканических дуг.

Суммируя сказанное, нужно подчеркнуть, что с позднедальсландским (делийским) рубежом в 850 - 800 млн. лет назад был очевидно связан один из значительных завершающих тектонических импульсов рифтогенеза в длительном процессе эволюции подвижных поясов. Судя по формационной природе комплексов, на европейском отрезке Средиземноморского пояса этим рубежом закончилась стадия рифтинга и начался спрединг. Раскрытие же океана Япетус в Северо-Атлантическом поясе и аналогичного, связанного с ним бассейна в Тимано-Печорско-Баренцевоморской области было уже довольно близко. Это заключение подтверждается и палеомагнитными данными (Шипунов, Чумаков, 1991), свидетельствующими о начале значительного перемещения Балтийского щита к северу после рубежа в 850 млн лет назад. В Алтае-Саянской области Урало-Охотского пояса переход к спредингу в позднем рифее уже начался. Отсутствие же позднедальсландских датировок на Урале может отражать реальную неизменность сложившегося там тектонического режима. Общим для всех поясов было нарастание процессов деструкции континентальной коры, приведших к расчленению Пангея-1 на "северный" (Лавразиазиатский) и "южный" ряды материков. К первому из них принадлежали Северо-Американская, Восточно-Европейская и Сибирская плиты, а второй составляли материка, входившие в Гондвану.

ВЕНДСКИЙ ПЕРИОД

Тектонические события вендского времени в анализируемых поясах также обнаруживают взаимную динамическую сопряженность (рис. 2, В).

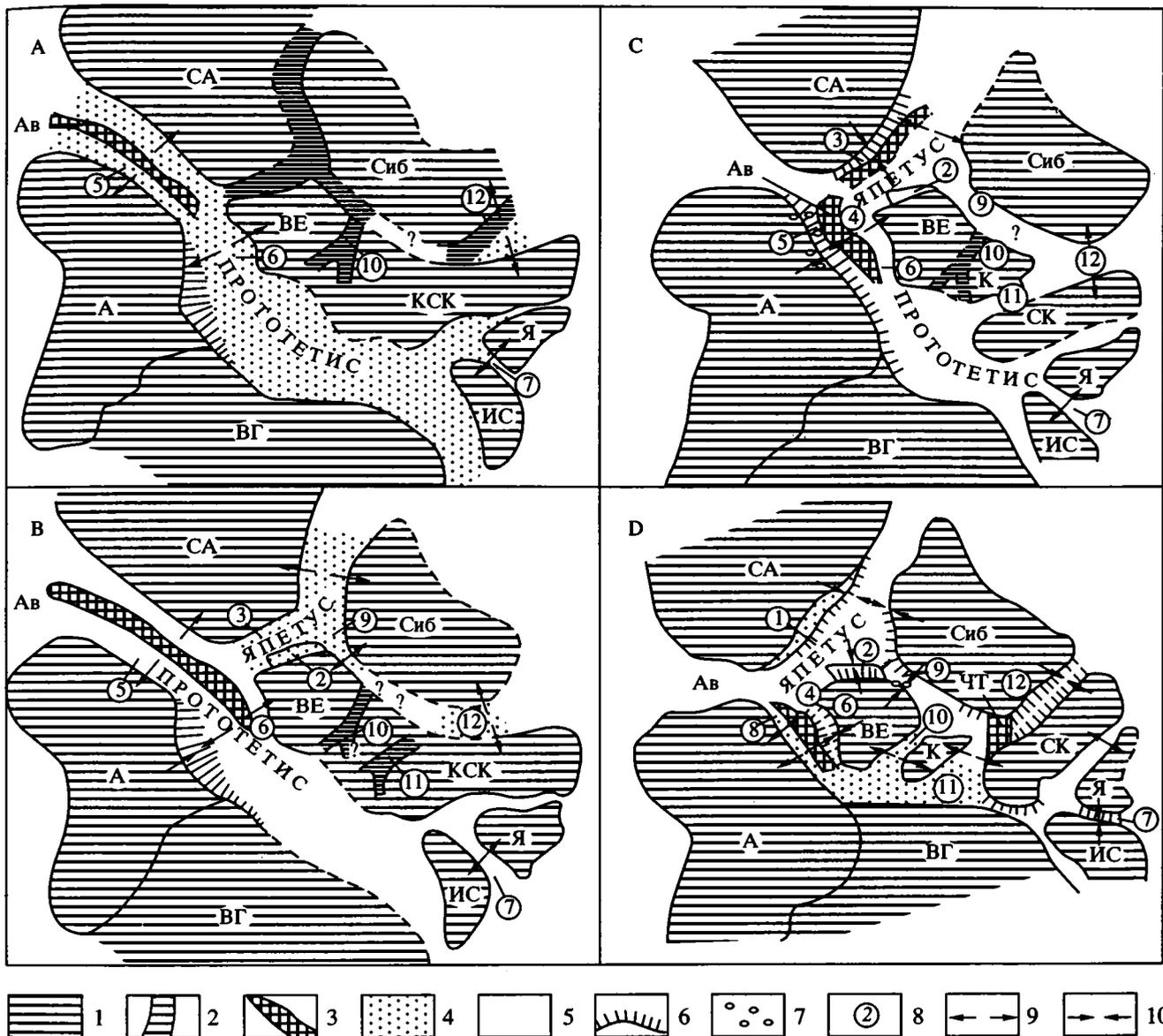


Рис. 2. Схемы, отражающие главные изменения в строении Северо-Атлантического, Средиземноморского и Урало-Охотского поясов.

А – после позднекаледонского рубежа, В – в венде (до кадомского тектогенеза), С – после кадомского рубежа (в конце венды - начале кембрия), D – после салаирского рубежа (в конце кембрия - начале ордовика). Построены на основе палеореконов, опубликованных для докембрия В.Е. Хаиным и Н.А. Божко (1988).

1 – крупнейшие континентальные элементы; 2 – зоны континентального рифтогенеза; 3 – крупнейшие островные дуги, 4 – новообразованные и 5 – более ранние океанские бассейны; 6 – замкнувшиеся океанские бассейны (аккреционные комплексы); 7 – области орогенеза; 8 – номера отдельных бассейнов; 9 – 10 – сопряженные процессы: 9 – растяжения, 10 – сжатия.

Номера в кружках – элементы: 1 - 4 – Северо-Атлантического пояса: 1 – Грампианиды, 2 – каледониды Скандинавии, 3 – Монийское краевое море, 4 – море Торнквиста; 5 - 8 – Средиземноморского пояса: 5 – Перигондванский (Кадомский) бассейн, 6 – Перифенносарматский бассейн, 7 – Вьетлаосский бассейн, 8 – самые ранние бассейны Палеотетиса; 9 - 12 – Урало-Охотского пояса: 9 – Тимано-Печорско – (Баренцевоморская) область, 10 – Уральский регион, 11 – Казахстанско-Тяньшанская область, 12 – Алтае-Саянская область.

Континентальные элементы: А – Африканский, ВГ – Восточно-Гондванский, ВЕ – Восточно-Европейский, ИС – Индосинийский, К – Казахстанский, КСК – Казахстанско-Северо-Китайский, СА – Северо-Американский, СК – Северо-Китайский, Сиб – Сибирский, Я – Южно-Китайский (Янцзы); островные дуги: Ав – Авалонская, ЧТ – Ченгиз-Тарбагатайская.

Отделение Евразийской плиты от Северо-Американской с раскрытием в Северо-Атлантическом поясе океана Япетус, вероятно, было сопряжено с образованием у северной окраины Восточной Европы Тимано-Печорско-Баренцевоморской области, связавшей Япетус с постепенно разрастающимся Урало-Охотским поясом. Раскрытие Япетуса отразилось и в палеомагнитных данных (Шипунов, Чумаков, 1991), указывающих на новое значительное перемещение Балтийского щита в составе Восточной Европы в южном направлении. Наиболее ранние в Япетусе островодужные ассоциации Уэльса, Малверна и др. имеют возраст в 700 - 640 млн. лет (Thorge et al., 1984). В Тимано-Печорской же области Л.Т. Белякова и В.И. Степаненко (1991) также указали на реликты разных частей зрелой вулканической островодужной системы, возможно, продолжавшейся в Тельпоскую зону доуралид на Приполярном Урале. К северо-востоку от Тимано-Печорской области эти авторы предполагают существование бассейнов с океанической корой.

Раздвигание Сибирской и Северо-Китайской плит имело главнейшим результатом раскрытие в Урало-Охотском поясе Центрально-Азиатского океана, лучше всего датированное для Алтае-Саянской области, где массовое появление офиолитов отразило завершение перехода к стадии спрединга, начавшегося в позднем рифее.

КАДОМСКИЙ РУБЕЖ

Тектонические события около границы венда и кембрия оказались наиболее значимыми в эволюции океанов Япетуса и Прототетиса, причем решающую роль здесь сыграла Авалонская островная дуга (рис. 2, С), части которой испытала коллизию с Северной Америкой и с Северной Африкой. Первое столкновение привело к завершению эволюции Монийского краевого моря и метаморфизму одноименного комплекса, несогласно перекрытого кембрием. На севере западной части Гондваны кадомский тектогенез вполне заслуженно назван "панафриканским", поскольку он фиксируется практически повсеместно на севере этого континента. Аккреция новообразованной континентальной коры недавно отмечена (Sultan et al., 1992) и на периферии Аравийско-Нубийского щита. Кадомский тектогенез ясно распознается также во многих элементах Центральной и Западной Европы, вероятно, бывших первично гондванскими (Хаин, Рудаков, 1991; Erdtmann, 1991). Главным результатом тектогенеза в Средиземноморском поясе стало замыкание исходных бассейнов Перигондванской части Прототетиса и причленение ее к Северо-Африканской окраине Гондваны с быстро последовавшим превращением региона в молодой ороген. В бассейнах противоположной, Перифенносарматской части пояса, не испытывав-

ших кадомского тектогенеза, сохранился прежний тектонический режим.

Кадомские события с замыканием исходных бассейнов, складчатостью и метаморфизмом проявились и в эволюции некоторых индокитайских элементов того же пояса, а Синобирманский массив причленился к периферии Гондваны (Хаин, 1984). Просматривается ясная аналогия с переменами в эволюции Перигондванской части Прототетиса на европейском отрезке (Рудаков, 1991), правда, для Восточной Гондваны кадомский тектогенез представлял, скорее, локальное событие в отличие от более западных ее частей. В.Н. Пучков (1993) справедливо связывает с кадомским рубежом замыкание на Урале рифейского океана, время раскрытия которого установить пока не удается. Непосредственно эпикадомские события характеризовались здесь ясным орогенезом, о чем свидетельствует, в частности, молассоидная природа ашинской серии. Кадомское же замыкание западноазиатского отрезка Прототетиса с переходом региона к орогенезу было, видимо, геодинамически сопряжено с нарастанием спрединга в близлежащем Центрально-Азиатском океане, которое проявилось и в прогрессирувавшем раскрытии новых бассейнов с океанической корой. В частности, на Тянь-Шане и в ряде зон Казахстана известны вендско-раннекембрийские офиолиты (Хераскова, Дергунов, 1986), правда, отличающиеся от типично океанских (Хаин, Сеславинский, 1991) и отвечающие, скорее, "раздвиговым, ограниченного спрединга структурам" (Зайцев, 1984). Вероятно, специфика вендских офиолитов Казахстана отражает принадлежность исходных зон к периферии постепенно разраставшегося Центрально-Азиатского океана, который через Казахстанско-Тяньшанскую область, видимо, сочленился с реликтовым эпикадомским бассейном Прототетиса.

Кадомский тектогенез локально проявился и в Алтае-Саянской области Центрально-Азиатского океана. Здесь, в пределах Восточного Саяна и в Северной Монголии временами в 640 - 620 млн. лет отмечено начало тектонического сгущивания зон с причленением к Сибирскому континенту островодужных и отчасти океанических образований, которое сопровождалось глаукофан-сланцевым метаморфизмом (Постников и др., 1991). Е.В. Хаин (1991) подчеркнул внутриокеаническую природу этого события и сохранение океанского бассейна в дальнейшем.

Таким образом, на кадомском рубеже в эволюции подвижных поясов нужно отметить динамическую сопряженность замыкания одних бассейнов с продолжавшимся раскрытием других, причем почти полное отсутствие существенных перемен и сохранение растяжений в бассейнах, непосредственно обрамлявших материки "север-

ного" ряда, были следствием продолжавшегося раздвигания этих континентальных масс.

САЛАИРСКИЙ РУБЕЖ

Многочисленные и принципиальные перемены в эволюции всех анализируемых подвижных поясов были связаны с салаирским тектогенезом во второй половине кембрия - начале ордовика (рис. 2, D). В развитии Япетуса с этим рубежом было связано дальнейшее замыкание отдельных периферических бассейнов, тяготевших к Северо-Американскому и Восточно-Европейскому материкам. Примером первого может служить Грампианский бассейн, отложения которого сохранились в Шотландии, а на восточно-европейской стороне пояса одновременный импульс сжатия привел к финмаркскому тектогенезу, зафиксированному в каледонидах Скандинавии и сопровождаемому образованием вулканоплутонических комплексов и обдукцией офиолитов (Хаин, Сеславинский, 1991; Anderton, 1982). Возраст метаморфизма оценивается здесь в 530 ± 35 млн. лет. Грампианские события отмечены В. Пожарыским (Pożaryski, 1990) и в ряде других элементов Япетуса, которые ныне представлены террейнами Южной Ютландии, Лысогурским и Малопольским, а первоначально находились в большей близости к Восточно-Европейскому материкам. Салаирский тектогенез в Япетусе отозвался и в пределах Авалонской дуги, в частности, в Брабантском массиве, бывшем ее элементом и отличающемся, судя по акритархам, отсутствием отложений от верхов среднего кембрия до низов тремадока (Vanguetaine, 1991).

Также с тектогенезом в конце кембрия было связано начало постепенно нарастающих регрессивных изменений в эволюции так называемого "моря Торнквиста", бывшего крупным заливом Япетуса и обеспечивавшего, вероятно, его связь с Прототетисом (Рудаков, 1993). Ф. Пари и М. Робарде (Paris, Robardet, 1990), а также Т. Торсвик и др. (Torsvik et al., 1991) подчеркнули значительное уменьшение в начале ордовика тех фаунистических различий, которые послужили аргументами при выделении моря Торнквиста (Cooks, Fortey, 1982). Окончательное же исчезновение последнего произошло в конце ордовика - начале силура, продолжив постепенное замыкание всего Япетуса, которое составило почти непрерывный ряд фаз тектогенеза от кадомской до калескандской в начале девона (Хаин, Сеславинский, 1991).

На собственно Уральском отрезке Урало-Охотского пояса в восточном обрамлении Восточно-Европейского материка повторно раскрылся океанский бассейн, вероятно, не ставший наследником рифейского бассейна (Пучков, 1993). Возникший палеоокеан, очевидно, связал Урало-Охотский подвижный пояс со Средиземноморским.

Кроме того, несомненной выглядит динамическая сопряженность продолжавшейся редукции Япетуса с раскрытием в Центральной Европе Рейского океана (Cooks, Fortey, 1982) в условиях растяжения коры, отражением чего является широкое развитие здесь мафическо-ультрамафических и бимодальных комплексов позднего кембрия - раннего ордовика (Erdtmann, 1991; Pin, 1990). Постепенно нарастающая деструкция земной коры привела к образованию множества континентальных микроплит, испытывавших частые столкновения в раскрывавшемся раннепалеозойском бассейне.

Соседние части Средиземноморского пояса характеризовались противоположными и несомненно сопряженными процессами. Обстановка сжатия вызвала замыкание реликтового Перифенносарматского бассейна Прототетиса, служившего юго-западным обрамлением Восточно-Европейского континента (Рудаков, 1991). Восточное продолжение этого бассейна может предполагаться по наличию в ряде мест южного обрамления Восточно-Европейского кратона единых комплексов верхов протерозоя - самых низов палеозоя (Рудаков, 1991). В Перигондванской же части пояса примерно в то же время началось раскрытие наиболее ранних бассейнов, составивших позднее систему Палеотетиса. На Индокитайском отрезке Прототетиса привлекает внимание Вьетлаосский бассейн, отличавшийся непрерывным развитием со второй половины позднего рифея по ранний кембрий включительно, сохранившийся в центральной части элементы офиолитовой ассоциации, вероятно, вендско-раннекембрийского возраста и замкнувшийся на салаирском рубеже (Хаин, 1984). Позднекембрийский импульс сжатия затронул и окраину Южно-Китайской платформы (юннаньская фаза) (Хаин, Сеславинский, 1991).

В весьма протяженном Урало-Охотском подвижном поясе салаирский рубеж был ознаменован различными, в том числе, и противоположно направленными процессами. Тимано-Печорско-Баренцевоморская область замкнулась в предордовикское время (Белякова, Степаненко, 1991) и втянулась затем в орогенез¹. Перелом в развитии этой области, связывавшей Урало-Охотский пояс с Северо-Атлантическим, несомненно имел общие причины с нарастающим замыканием последнего и с образованием в Скандинавии наиболее ранних из европейский каледонид.

Для собственно Уральского отрезка Урало-Охотского пояса нужно отметить следующее: 1. Эпикадомский орогенез оказался весьма крат-

¹ В.Г. Гецен (1991) отметил, что "структура верхнепротерозойских отложений региона" сформировалась в конце венда. Однако единство ряда магматических формаций позднего протерозоя - кембрия (Белякова, Степаненко, 1991) при почти полном отсутствии кембрийских отложений, по мнению автора, делает более вероятным салаирское замыкание исходного бассейна.

современным. 2. Достаточно отчетливый салаирский тектогенез (Ключина, 1984) уже во второй половине кембрия привел к вторичному раскрытию на Урале океанского бассейна, ставшего связующим звеном между Урало-Охотским и Средиземноморским подвижными поясами.

В эволюции Алтае-Саянской области салаирским тектогенезом были обусловлены главные события в замыкании океанского бассейна. К ним относятся основная обдукция офиолитов и связанных с ними комплексов на край Сибирского материка, причленение к последнему микроконтинентальных блоков, а несколько позднее – становление гранитогнейсовых куполов (Хаин, 1991). Наличие на салаирском рубеже существенных перемен в эволюции всех подвижных поясов открывает максимальные возможности для выявления динамически сопряженных событий. Особенно многосторонне распознаются изменения, вызванные значительным перемещением Восточно-Европейской континентальной плиты относительно соседних континентальных плит, которое, судя по палеомагнитным данным (Torsvik et al., 1991), характеризовалось и вращательным моментом. Сближение Восточной Европы с Северной Гондваной привело к замыканию реликтового Перифенносарматского бассейна Прототетиса, в какой-то мере компенсированному начинавшимся раскрытием системы Палеотетиса. То же движение Восточно-Европейской плиты навстречу Северо-Американской способствовало нарастанию редукции Япетуса, а также замыканию Тимано-Печорско-Баренцевоморского бассейна, находившегося у северного края Восточно-Европейского материка. Таким образом, салаирские события в подвижных поясах северо-восточного, северо-западного, западного и юго-западного обрамления Восточно-Европейского кратона отразили режим интенсивного сжатия с нарастанием редукции Япетуса и полным замыканием Прототетиса.

Салаирское раскрытие в пределах Урало-Охотского пояса собственно Уральского океана, соединившегося с Казахстанско-Тяньшанским бассейном Центрально-Азиатского океана, динамически поддержало дальнейшее существование последнего. Салаирские события проявились в этом бассейне только образованием Чингиз-Тарбагатайской островной дуги, ограничившей с востока Джунгаро-Балхашскую часть бассейна, которая сохранила прежний режим и в ордовике. Восточнее же новообразованной дуги осталась крупнейшая Алтае-Саянская область Центрально-Азиатского океана, в которой во второй половине кембрия – начале ордовика произошли принципиальные перемены, приведшие к замыканию океанического бассейна²

² Схема строения этого бассейна оказывается весьма близкой к первичной зональности одновозрастной с ним Перифенносарматской части Прототетиса (Рудаков, 1991).

вследствие скупивания сиалических масс и причленения к югу Сибирского материка как новообразованной континентальной коры, так и ранее консолидированных элементов, например, Центрально-Монгольского массива. Затем после продолжительного орогенеза в Восточном Саяне возобновился рифтогенез (Хаин, 1991).

Сопряженные салаирские события в Восточной Азии характеризовались заметным преобладанием тектонического сжатия, хотя местами, например, между Северо- и Южно-Китайскими континентальными блоками сохранился океанский бассейн Циньлин (Хаин, Сеславинский, 1991).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ позволяет охарактеризовать общие черты и специфику эволюции Северо-Атлантического, Средиземноморского и Урало-Охотского подвижных поясов в позднем протерозое – самом начале полеозоя.

1. Тектонические рубежи, установленные ранее на материале европейского Прототетиса и известные в Северо-Атлантическом поясе, ясно распознаются также в эволюции Урало-Охотского подвижного пояса, причем для бассейнов непосредственного обрамления “северных” материков кадомский тектогенез сыграл заметно меньшую роль.

2. Примерно одновременные события, в том числе и противоположно направленные, как в различных поясах, так и в разных частях одного пояса, оказываются динамически сопряженными. Яснее всего это проявилось в венде, на кадомском и салаирском рубежах.

3. Дальсландский тектогенез 1200(1100) – 1000 млн лет назад отразил один из значительных импульсов в ходе континентального рифтинга, предшествовавшего раскрытию океанских бассейнов во всех поясах. В отмеченном интервале времени сжатие, складчатость и гранитизация в подвижных поясах и замыкание отдельных авлакогенов на периферии древних кратонов сопровождалась заметной активизацией процессов растяжения и деструкции континентальной коры.

4. Продолжительность рифтинга перед раскрытием океанов в разных поясах оказалась весьма различной. Минимальной она была в Средиземноморском поясе и, особенно, в его Перигондванской части. Океанская седиментация развернулась здесь уже в позднем рифее, а раскрытие океана Прототетис ознаменовало собою начало обособления “северного” и “южного” материковых рядов. Рифтинг средней длительности предшествовал раскрытию в венде океана Япетус в Северо-Атлантическом поясе и большей части Центрально-Азиатского океана в Урало-Охотском. Этими событиями завершилось разделение “северного” и

“южного” континентальных рядов и началось дробление первого из них.

5. Прямым следствием асинхронности раскрытия океанских бассейнов служит существенная неодновременность начала в них островодужного магматизма.

6. Некоторые из важнейших тектонических событий в развитии различных поясов могут быть осторожно и сугубо качественно охарактеризованы как взаимно компенсирующие процессы. Так, нарастание эпикадомского орогенеза на замкнувшемся западно-азиатском отрезке Прототетиса, в какой-то мере, было компенсировано продолжавшимся раскрытием Центрально-Азиатского океана. Казахстанско-Тяньшанский бассейн последнего оказался, вероятно, в непосредственной связи с реликтовым Перифенносарматским бассейном на северо-востоке европейского Прототетиса и геодинамически поддержал его существование в конце венда - начале кембрия. Сохранение же в последнем прежних тенденций расширения, в известной мере, компенсировало нарастание коллизии в Перигондванской части Прототетиса.

На салаирском рубеже на фоне господствующего замыкания бассейнов Центрально-Азиатского океана сохранение его Казахстанско-Тяньшанской части, вероятно, было геодинамически поддержано начавшимся в том же поясе повторным раскрытием океана на Урале, которое, в свою очередь, могло содействовать замыканию Перифенносарматской части Прототетиса. С другой стороны, салаирский тектогенез в последнем регионе и одновременное замыкание ряда периферических бассейнов Япетуса были сопряжены и, вероятно, отчасти компенсированы начавшимися процессами раскрытия Рейского океана в Центральной Европе и наиболее ранних бассейнов Перигондванской части Средиземноморского пояса, которые стали позднее элементами Палеотетиса. Северо-Атлантический, Средиземноморский и Урало-Охотский подвижные поясы в позднем протерозое - начале палеозоя были геодинамически сопряжены и принадлежали к единой глобальной тектонической системе.

Автор рад возможности сердечно поблагодарить В.Е. Хаина за очень полезные советы при работе на статьей и К.Б. Сеславинского за конструктивную критику.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алтухов Е.Н. Тектоника и металлогения юга Сибири. М.: Недра, 1986. 248 с.
Белякова Л.Т., Степаненко И.И. Магматизм и геодинамика байкалитид фундамента Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 106 - 117.
Гецен В.Г. Геодинамическая реконструкция развития северо-востока европейской части СССР для поздне-

протерозойского этапа // Геотектоника. 1991. № 5. С. 26 - 37.

Гибшер А.С., Изох А.Э., Хаин Е. В. Довендская структура Тувино-Монгольского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 169 - 171.

Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 с.

Клюжина М.Л. Характер сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала в позднем кембрии - раннем ордовике // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: Наука, 1984. С. 101 - 110.

Ленных В.И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: Наука, 1984. С. 21 - 42.

Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М: Межведомств. геофиз. комитет. 1991. 148 с.

Постельников Е.С., Мусеилов Н.И. Строение фундамента байкалитид юго-западной окраины Сибирской платформы // Геотектоника. 1992. № 6. С. 37 - 51.

Постников А.А., Скляр Е.В., Хаин Е.В. Геодинамика позднего докембрия - палеозоя Окино-Хубсугульского района // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 62 - 65.

Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18 - 33.

Рудаков С.Г. О становлении и доальпийской эволюции древнейших комплексов Карпато-Балканской геосинклинальной области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1985. № 2. С. 74 - 85.

Рудаков С.Г. О двух крупнейших частях европейского Прототетиса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1991. № 2. С. 26 - 36.

Рудаков С.Г. Тектоническое развитие океанов Япетус и Прототетис: сравнительная характеристика // Геотектоника. 1993. № 6. С. 56 - 64.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

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

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол. 1993. № 4. С. 22 - 29.

Хаин В.Е., Рудаков С.Г. О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии // Геотектоника. 1991. № 4. С. 24 - 38.

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

Хаин Е.В. Позднедокембрийская и раннепалеозойская история формирования покровной структуры Восточного Саяна // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 289 - 291.

- Хераскова Т.Н., Дергунов А.Б.* Венд-раннепалеозойские океанические формации Казахстана-Монгольского региона // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1986. Т. 61. Вып. 5. С. 29 - 36.
- Шипунов С.В., Чумаков Н.М.* Палеомагнетизм верхне-протерозойских отложений Кольского полуострова // Геотектоника. 1991. № 5. С. 38 - 50.
- Abdelsalam M.G., Stern R.J.* Tectonic evolution of the Nakasib suture, Red Sea Hills, Sudan: evidence for a late Precambrian Wilson Cycle // J. Geol. Soc. London. 1993. V. 150. P. 393 - 404.
- Anderton R.* Dalradian deposition and the Late Precambrian - Cambrian history of the N. Atlantic region: a review of the early evolution of the Iapetus Ocean // J. Geol. Soc. London. 1982. V. 139. № 4. P. 421 - 431.
- Cook L.R.M., Fortey R.A.* Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain // J. Geol. Soc. London. 1982. V. 139. № 4. P. 465 - 478.
- Erdtmann B.-D.* The post-cadomian early palaeozoic tectonostratigraphy of Germany (attempt of an analytical review) // Ann. Soc. Geol. Belg. 1991. V. 114. № 1. P. 19 - 43.
- Kroner A., Pallister J.S., Fleck R.J.* Age of initial magmatism in the Late Proterozoic Arabian Shield // Geology. 1992. V. 20. P. 803 - 806.
- Papanikolaou D.J., Itojanov R.* Geological correlations between the Greek and Yugoslav Parts of the Pelagonian Metamorphic Belt // IGCP. Project № 5. Newsletter. 1983. № 5. P. 146 - 152.
- Paris F., Robardet M.* Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions // Tectonophysics. 1990. V. 177. № 1. P. 193 - 213.
- Pesonen L.J., Torsvik T.H., Elming S.-A.* Crustal evolution of Fennoscandia - palaeomagnetic constraints // Tectonophysics. 1989. V. 162. № 1. P. 27 - 497.
- Pin C.* Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data // Tectonophysics. 1990. V. 77. № 1 - 3. P. 215 - 227.
- Požaryski W.* Kaledonidy Srodkowej Europy - orogenez przesuwczym zlozonym z terranow // Przegl. Geolog. 1990. V. 38. № 1. S. 1 - 9.
- Stewart A.D.* Late Proterozoic rifting in NW Scotland: the genesis of the "Torridonian" // J. Geol. Soc. London. 1982. V. 139. P. 413 - 420.
- Sultan M., Bickford M.E., Kalioby D.El.* Common Pb systematics of Precambrian granitic rocks of the Nubian Shield (Egypt) and tectonic implications // Bull. Geol. Soc. America. 1992. V. 104. P. 456 - 470.
- Thorpe R.S., Beckinsale R.D., Patchett P.J., Piper J.D.A., Davies G.R., Evans J.A.* Crustal growth and Late Precambrian - Early Paleozoic plate tectonic evolution of England and Wales // J. Geol. Soc. London. 1984. V. 141. P. 521 - 536.
- Torsvik T.H., Ryan P.D., French A.* Cambrian - Ordovician palaeogeography of Baltica // Geology. 1991. V. 19. № 1. P. 7 - 10.
- Vanguetaine M.* Datation par acritarches des couches cambro - tremadociennes les plus profondes du sondage des Lessines (Massif du Brabant, Belgique) // Ann. Soc. Geol. Belg. 1991. V. 114. № 1. P. 213 - 281.
- Zhai M.-G., Yang R.Y., Lu W.-J., Zhai J.* Geochemistry and evolution of the Qinguyan Archaean granit-greenstone terranes // Precamb. Researches. 1985. V. 27. № 1. P. 37 - 62.

Рецензенты К.Б. Сеславинский, В.Е. Хаин

УДК 551.58:551.73:561

РЕКОНСТРУКЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ АНГАРИДЫ (НА ОСНОВЕ ФИТОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ)

© 1995 г. М. В. Дуранте

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

Поступила в редакцию 27.07.93 г., получена после доработки 17.02.94 г.

Приведена краткая характеристика каменноугольных и пермских флор Ангарской (северной внетропической) палеофлористической области: лепидофитовой раннего карбона, постлепидофитовой начала среднего карбона, кордаитовой второй половины карбона - перми, состоящей из трех геофлор. Анализ состава флор и их географического распространения позволяет реконструировать климат разных эпох карбона и перми: теплый и безморозный в раннем карбоне, холодный в начале среднего карбона, умеренный во второй половине карбона и перми. Резкое похолодание на границе раннего и среднего карбона (смена безморозного климата на холодный), одновременное гондванскому оледенению южного полушария, свидетельствует о наступлении контрастного климата и формировании приполярных холодильников, существовавших, по-видимому, вплоть до конца поздней перми. На фоне умеренного климата второй половины карбона - перми отмечается одна эпоха относительного похолодания (ранняя - начало поздней перми), разделяющая две относительно теплые эпохи: позднебашкирско - позднекаменноугольную и позднепермскую.

Ключевые слова. Климат, верхнепалеозойская флора Ангариды, палеофлористика, Субангарская палеофлористическая область.

Общеизвестно, что распределение растительности и ландшафтов на поверхности Земли зависит в первую очередь от климата. Типы растительности определяют лицо ландшафтных зон нашей планеты, что обычно бывает отражено и в названиях этих зон.

Именно это обстоятельство позволяет считать фитогеографические исследования, включающие историю становления и динамики фитоценозов, важнейшим источником сведений об изменениях климата.

Кроме анализа фитогеографической ситуации существует целый ряд других более традиционных способов определения направленности климатических изменений по палеоботаническим данным. Это и анализ увеличения или уменьшения разнообразия флористических комплексов во времени, и установление динамики реконструированных растительных формаций, и констатация диагностических морфолого-анатомических признаков самих растений. В той или иной степени все упомянутые подходы используются в настоящей статье при реконструкции климатических изменений в позднем палеозое Ангариды.

Ниже рассматривается краткая история развития флор карбона и перми Ангарской (северной внетропической) палеофлористической области на фоне все возрастающей флористической

дифференциации, усиливающейся разницы в составе флор приэкваториальных (Еврамерийской и Катазиатской) палеофлористических областей и Ангариды, усложняющейся фитогеографической структуры самой Ангариды. В заключение дана климатическая интерпретация палеофлористических и фитогеографических изменений.

РАННИЙ КАРБОН. ЛЕПИДОФИТОВАЯ ФЛОРА

Позднепалеозойская фитогеографическая ситуация начала складываться в начале раннего карбона, когда Ангарский континент был отделен как от Еврамерики, так и от Катазии обширными морскими бассейнами и был заселен (в отличие от богатых и разнообразных флор двух последних регионов) относительно обедненной и однообразной флорой с доминированием эндемичных лепидофитов с неоппадающими листьями.

Если в первую стадию существования лепидофитовой флоры (турне) преобладали мелкоствольные мелкоподушечные формы с дихотомически разветвленными стволиками (эндемичные роды *Pseudolepidodendron*, *Ursodendron*, единичные виды *Tomiodendron*, космополитный род *Eschschalia*), то в визейском и серпуховском веках широко распространяются древовидные крупноподушечные формы с неветвящимися стволами

(роды *Tomiodendron* и *Angarophloios*), являющиеся эдификаторами растительности. Другая группа мелкоствольных и травянистых лепидофитов (*Caenodendron*, *Angarodendron*?, *Lophiodendron*, *Pseudocyclostigma*) тяготеет к низменным местообитаниям и встречается гораздо реже первой. Обитателями низин (морских прибрежий и озер) являются также примитивные птеридоспермы с циклоптероидными перышками (род *Abacanidium*), прапапоротники рода *Chacassopteris* и немногочисленные членистостебельные.

Вблизи границы раннего и среднего карбона доминанты лепидофитовой флоры – древовидные лепидофиты – вымирают. Из разреза также исчезают *Chacassopteris* и некоторые членистостебельные (*Archaeocalamites*). С.В. Мейен (1968), впервые обративший внимание на массовое вымирание древовидных лепидофитов в средней части острогской свиты Кузбасса, связал это явление с похолоданием, поскольку лепидофиты обладают древесиной маноксилического типа, свойственной в настоящее время только растениям, распространенным в областях с безморозным субтропическим климатом. Климатические изменения на этой рубеже – смена слабо дифференцированного безморозного климата на климат с резким обособлением приэкваториальных и внеэкваториальных областей носит, по-видимому, глобальный характер.

НАЧАЛО СРЕДНЕГО КАРБОНА. ПОСТЛЕПИДОФИТОВАЯ ФЛОРА

В начале среднего карбона на смену лепидофитовой приходит очень бедная реликтовая, практически лишенная новообразований, постлепидофитовая флора, отвечающая, по-видимому, времени максимального похолодания. Основными компонентами ее являются птеридоспермы рода *Abacanidium*, давшего в эту эпоху вспышку видообразования и по существу занявшего экологические ниши, ранее принадлежавшие древовидным лепидофитам.

Наряду с птеридоспермами широко распространены членистостебельные (*Paracalamites*, *Mesocalamites*), а также травянистые (*Pseudocyclostigma*) и мелкоствольные (*Angarodendron*?, *Caenodendron*) лепидофиты. Те и другие, как и в предыдущую эпоху, тяготеют к низменным местообитаниям.

Длительность существования бедной постлепидофитовой флоры невелика. Где-то в середине башкирского века она сменяется относительно богатой и разнообразной птеридоспермо-кордаитовой флорой – первой из трех геофлор, составляющих верхнепалеозойскую кордаитовую (полихронную) флору.

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ АНГАРСКИХ КОРДАИТОВ

В составе птеридоспермо-кордаитовой флоры преобладают кордаиты (преимущественно руфлории с широкими дорзальными желобками), распространены птеридоспермы (роды *Angaropteridium*, “*Neuropteris*”, *Cardioneura*, *Paragondwanidium*, *Angaridium*). Роль споровых растений значительна лишь в некоторых интервалах разреза.

Обращает на себя внимание, что птеридоспермо-кордаитовая флора представлена, в основном, новообразованиями, к каковым, в первую очередь, относятся ангарские кордаиты, принадлежащие другим семействам, а возможно, и другому порядку, нежели их еврамерийские аналоги. Эти кордаиты не имеют, по-видимому, предшественников в более древних, очень бедных семенными растениями ангарских флорах, и их происхождение не ясно.

Мы предполагаем, что родиной ангарских кордаитов мог быть Центральный Казахстан (Казахстанская провинция Еврамерийской области, по С.В. Мейену – 1970). В раннем карбоне в этом регионе распространена сильно обедненная археокаламито-лепидофито-птеридоспермовая флора еврамерийского типа, насыщенная значительным количеством эндемиков. В среднем карбоне она сменяется существенно кордаитовой флорой ангарского облика, что традиционно объяснялось миграцией ангарских растений в пределы Центрального Казахстана после замыкания Обь-Зайсанской геосинклинали (Мейен, 1970).

Исследования последних лет показали, что ангарские кордаиты в Центральном Казахстане, по-видимому, автохтонны. В первой половине среднего карбона (керегетаский горизонт) их немногочисленные местонахождения тяготеют к Балхашско-Илийскому вулканогенному поясу, тогда как в низменных местообитаниях продолжают существовать ассоциации еврамерийского типа. По мере исчезновения Джунгарского морского бассейна и озерно-болотных низин северного Казахстана кордаитовая флора распространяется все шире. По-видимому, в это время она могла мигрировать и в пределы собственно Ангариды.

Подобная миграция знаменательна в двух отношениях. Во-первых, она дает начало полихронной кордаитовой флоре Ангариды, которая в дальнейшем развивается автохтонно; во-вторых, свидетельствует об увеличении размеров Ангариды (за счет включения Казахстанской провинции) и об усложнении ее структуры, так как несмотря на все сказанное выше, флора Центрального Казахстана заметно отличается от собственно ангарской.

СУБАНГАРСКАЯ ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Флористическое обособление Центрального Казахстана дает начало формированию внешнего (по отношению к собственно Ангариде) пояса своеобразных флор, названного С.В.Мейеном (1980) Субангарской палеофлористической областью. Статус Ангариды поднимается при этом до палеофлористического царства, подразделяемого на Субангарскую и Сибирскую палеофлористические области.

Формирование Субангарской области (пояса) обусловлено не только флористическими, но и тектоническими причинами, поскольку этот пояс формируется, в основном, в пределах микроконтинентов и континентов, присоединившихся к материку Ангариды в течение позднего палеозоя. Выделяются следующие основные этапы этого процесса: 1) конец раннего карбона: замыкание Обь-Зайсанской геосинклинали, приведшее к присоединению к Ангариде Казахстанского микроконтинента. В состав последнего нами, кроме Центрального Казахстана, включаются Восточный Урал и Северный Тянь-Шань – области, занятые в раннем карбоне обедненной флорой еврамерийского типа (рис. 1); 2) середина ранней перми (рис. 2): замыкание Уральской геосинклинали, имевшее результатом формирование значительной части Субангарского пояса в пределах западного Урала и востока Русской платформы; 3) конец поздней перми (рис. 3): проникновение флор субангарского типа в пределы северной Катазии.

Флоры Субангарской области более богаты и разнообразны, а также территориально более пестры по сравнению с кордаитовой флорой Сибирской области. Их своеобразие при движении снизу вверх по разрезу возрастает. Тем не менее, развитие кордаитовой флоры Сибирской области идет в тесном взаимодействии с флорами Субангарской. Это взаимодействие будет рассмотрено ниже.

В субангарских флорах разных возрастных уровней достаточно широко распространены хвойные, неизвестные в Сибирской палеофлористической области. В пермских флорах Приуралья очень полно представлены пельтаспермовые птеридоспермы, проникающие в центральные районы Ангариды лишь эпизодически; здесь же распространены кардиолепидиевые, разнообразные гинкгофиты. Среди споровых растений известны эндемичные роды и виды членистостебельных и папоротников, распространенных по разрезу достаточно равномерно, а также лепидофиты (*Viatcheslavia vorcutensis*), концентрирующиеся в низах разреза верхнепермских отложений; в верхах разреза известны и мхи.

Характерной чертой субангарских флор является, кроме того, присутствие либо чисто еврамерийских, либо типично ангарских родов и видов. Таковы, например, еврамерийского облика каламиты в верхнепалеозойских флорах Центрального Казахстана или типично ангарские виды руфлорий в ранней перми Приуралья. Факт присутствия таксонов из соседних с Субангарской палеофлористических областей позволил С.В. Мейену (1980) считать эту область экотонном, что верно только отчасти, поскольку в течение большей части позднего палеозоя она, выступая в качестве флорогенной зоны, играет также роль барьера между экваториальной Сибирской и приэкваториальными Еврамерийской и Катазиатской палеофлористическими областями.

Эндемизм и своеобразие субангарских флор снизу вверх по разрезу заметно возрастает. Если упомянутая средне-верхнекаменноугольная флора Центрального Казахстана, как отмечалось выше, очень сходна с птеридоспермо-кордаитовой центральных районов Ангариды, то наиболее молодая из субангарских флор (татаринская) не имеет с одновозрастными центральноангарскими флорами ничего общего. Она полностью лишена кордаитов и представлена исключительно эндемичными родами: *Tatarina* (пельтаспермовые), *Aequistomia* (кардиолепидиевые), *Quadrocladus* (хвойные) и др.

Как было показано выше, Субангарская область в начале среднего карбона, по-видимому, выступает по отношению к Сибирской в качестве материнской флорогенной зоны, поставившей основную массу новообразований для формирования кордаитовой флоры. Тесное взаимодействие субангарских флор с кордаитовыми флорами центральных районов Ангариды тем не менее продолжается вплоть до конца позднего палеозоя.

СИБИРСКАЯ ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Верхнепалеозойская кордаитовая флора наиболее полно представлена в пределах Сибирской палеофлористической области. Она более бедна, чем одновозрастные флоры Субангариды, но характеризуется большей устойчивостью состава в разрезе и на площади. Тем не менее, она распадается на три разновозрастных флоры (геофлоры): птеридоспермо-кордаитовую (вторая половина карбона – возможно, начало перми), существенно кордаитовую (ранняя - начало поздней перми) и папоротниково-птеридоспермо-кордаитовую (поздняя пермь). Эти три геофлоры на фоне развития полихронной кордаитовой флоры в целом можно рассматривать как соответствующие фазам ее становления, расцвета и затухания. Каждая из этих фаз характеризуется особенностями не только состава, но и фитогеографической структуры Сибирской палеофлористической

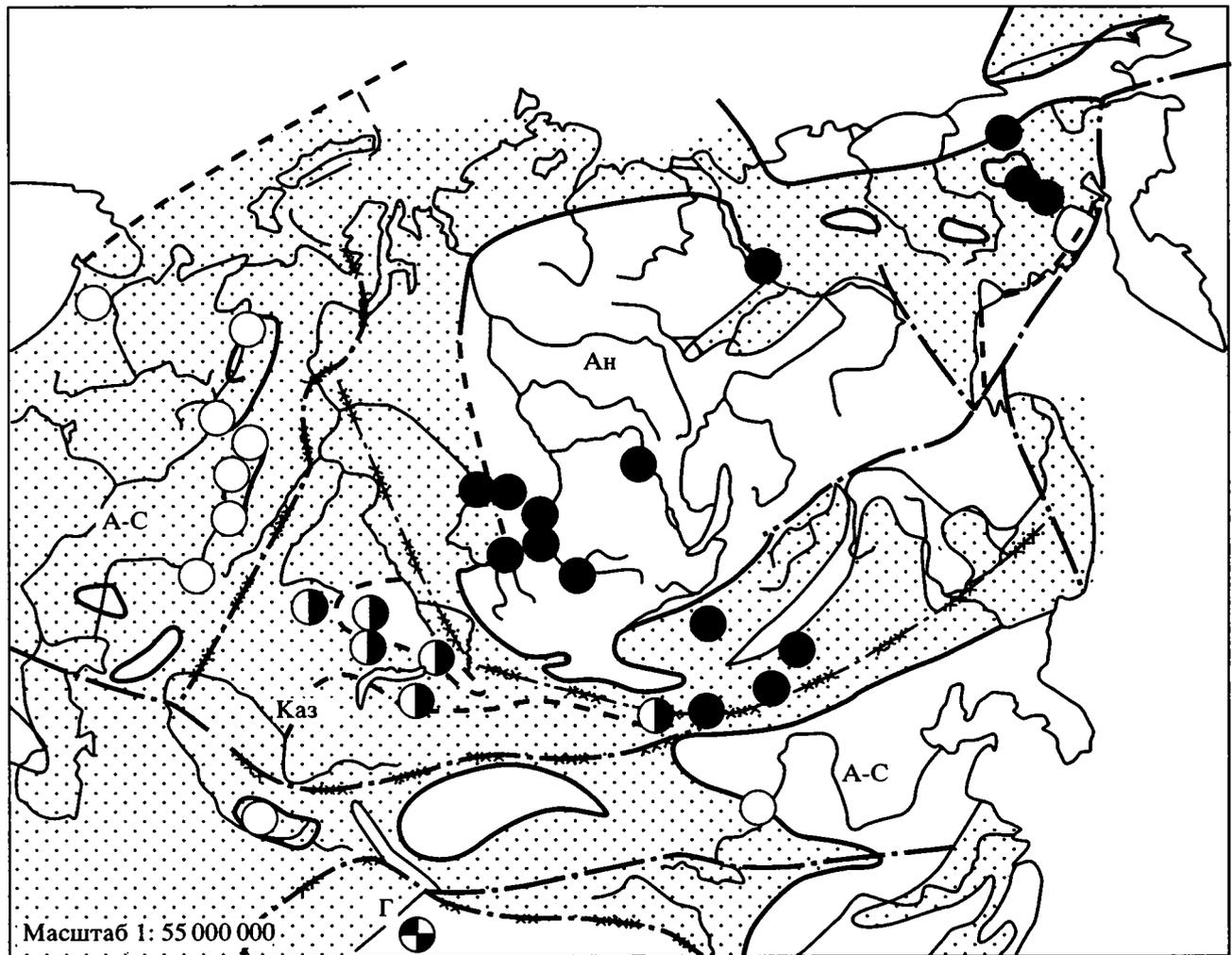


Рис. 1. Схема палеофлористического районирования Северной и Центральной Евразии в раннем карбоне.

1 - 4 – местонахождения растительных остатков: 1 – Ангарской палеофлористической области (Ан), 2 – Казахстанской провинции (Каз) Америкосинийской палеофлористической области, 3 – других районов Америкосинийской палеофлористической области (А-С), 4 – Гондванской палеофлористической области (Г); 5 – морские бассейны; 6 – границы фитоцарств первого порядка; палеофлористических областей и царств; 7 – крупнейшие тектонические швы.

области, своим типом взаимодействия с Субангаридой.

Наиболее древняя из трех кордаитовых геоплор – птеридоспермо-кордаитовая, – как явствует из всего сказанного выше, в существенных чертах, обязана своим происхождением обширной миграции из Субангарской палеофлористической области. Мигрантами, по-видимому, являются доминирующие в ней кордаиты (главным образом, руфлории с широкими дорзальными желобками), а также, возможно, часть птеридоспермов и членистостебельных (*Calamostachys* и мелколистные *Annularia* евразийского облика). Тем не менее, в птеридоспермо-кордаитовой

флоре присутствуют и автохтонные элементы, имеющие корни в предшествующих флорах. Это лепидофиты родов *Angarodendron* и *Caenodendron*, значительная часть членистостебельных (род *Paracalamites*), а также птеридоспермы с циклоптеридными и невроптеридными перышками (роды *Angaropteridium* и “*Neuropteris*”), очевидно являющиеся потомками *Abacaniidum*.

Время существования птеридоспермо-кордаитовой флоры ознаменовано началом внутренней фитогеографической дифференциации Сибирской области. Дело в том, что состав флористических комплексов на всей территории палеофлористической области существенно не меняется за

исключением наиболее центральной ее части – Верхоянской подобласти, – в которую входит весь северо-восток России, начиная с востока Сибирской платформы. В этом регионе наряду с характерными для птеридоспермо-кордаитовой флоры руфлориями с широкими дорзальными желобками известны представители того же рода с узкими дорзальными желобками “пермского” типа.

Сменяющая птеридоспермо-кордаитовую геофлору кордаитовая характеризуется почти полностью кордаитовым составом. Из других групп растений в этой флоре заметную роль играют лишь членистостебельные (*Paracalamites*, *Phylloplitys*, *Annularia*); птеридоспермы и папоротники представлены единичными родами и видами. Листья кордаитов не только резко преобладают во

флористических комплексах, но и достигают максимальных размеров. Среди них в равной степени распространены как руфлории с узкими дорзальными желобками, так и “*Cordaites*” без дорзальных желобков.

Состав флоры практически постоянен (за исключением сугубо локальных вариаций) на всей территории Сибирской палеофлористической области. Одной из существенных характеристик кордаитовой геофлоры является то, что характерные для этой геофлоры кордаиты активно внедряются в Субангарскую палеофлористическую область. Иными словами, в период существования кордаитовой геофлоры (ранняя - начало поздней перми) миграция растений идет в обратном по сравнению с предшествующей эпохой направлении (рис. 2).

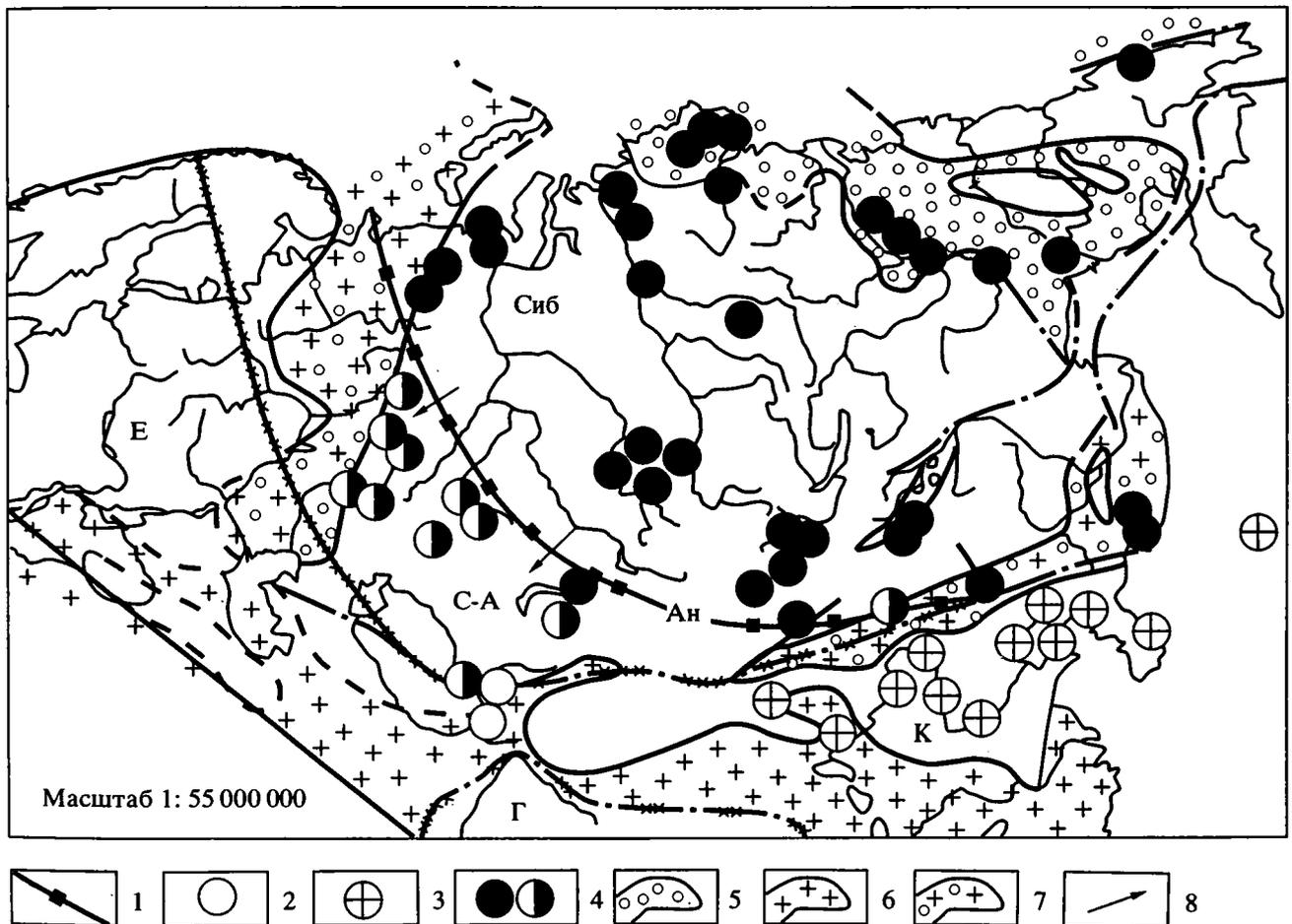


Рис. 2. Схема палеофлористического районирования Северной и Центральной Евразии в ранней перми.

1 – граница между Субангарской (С-А) и Сибирской (Сиб) палеофлористическими областями Ангарского палеофлористического царства (Ан); 2 - 4 – местонахождения растительных остатков: 2 – Евразийской палеофлористической области (Е), 3 – Катазиатской палеофлористической области (К), 4 – Ангарского палеофлористического царства: а – Сибирской палеофлористической области, б – Субангарской палеофлористической области; 5 - 7 – морские бассейны с фаунами разной палеобиогеографической принадлежности: 5 – бореальные, 6 – тетические, 7 – со смешанными фаунами; 8 – основное направление миграции растений.

Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

Для наиболее молодой из верхнепалеозойских геофлор Ангариды – папоротнико-птеридоспермо-кордаитовой – характерно заметное увеличение разнообразия систематического состава составляющих ее растений на фоне некоторого снижения роли, а также уменьшения размеров листьев кордаитов.

Из споровых растений здесь достаточно широко распространены папоротники, а также эндемичные членистостебельные, вегетативные побеги которых принадлежат родам *Phyllothesa* и *Annularia*. Очень разнообразны птеридоспермы, среди которых выделяются две группы: эндемики (*Glottophyllum*, *Tuchtopteris* и некоторые другие) и мигранты из Субангарской палеофлористической области. Это главным образом каллиптериды и псигмофиллумы. Во второй половине времени существования папоротнико-птеридоспермо-кордаитовой флоры появляются гинкгофиты

(*Ginkgoites*) и цикадофиты (*Tomia*, *Javorskya*, *Guramsania*).

Среди преимущественно мелколистных кордаитов преобладают “*Cordaites*”, лишенные дорзальных желобков. Однако широко распространены и разнообразные руфлории, не доживающие до верхнего возрастного предела распространения рассматриваемой флоры.

Папоротнико-птеридоспермо-кордаитовая флора в верх по разрезу сменяется бескордаитовой хвойно-папоротниковой (корвунчанской) флорой триасового возраста.

Одной из наиболее существенных характеристик папоротнико-птеридоспермо-кордаитовой флоры является ее очень сильная пространственная дифференциация (рис. 3). На период существования этой флоры С.В. Мейен (Мейен, 1970; Vakhrameev et al., 1978) выделял в Сибирской палеофлористической области по крайней мере три

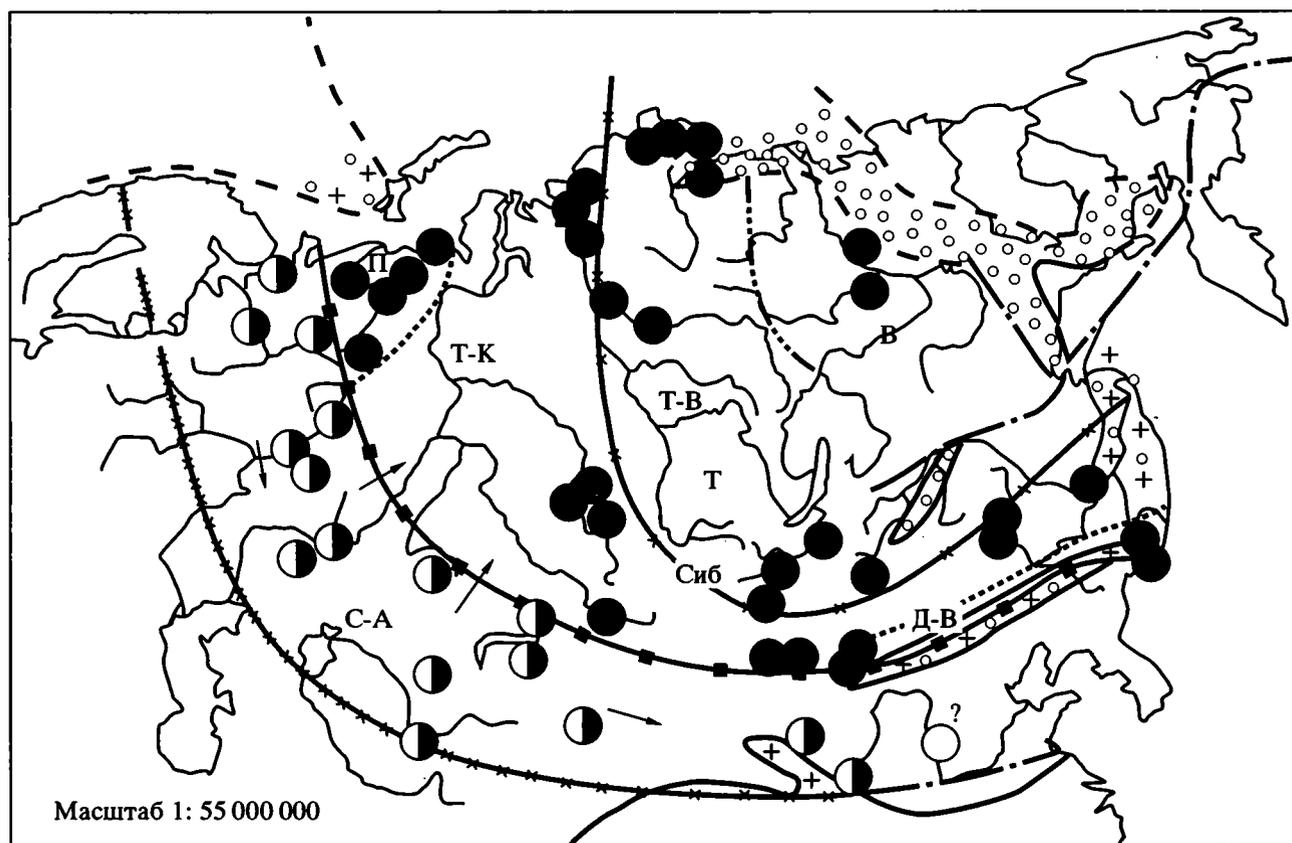


Рис. 3. Схема палеофлористического районирования Северной и Центральной Евразии в конце поздней перми.

1 - 3 – границы фитохорий: 1 – граница между Таймыро-Кузнецкой (Т-К) и Тунгусо-Верхоянской (Т-В) подобластями Сибирской палеофлористической области; 2 – граница между Тунгусским (Т) и Верхоянским (В) палеофлористическими округами; 3 – границы палеофлористических провинций: П – Печорской, ДВ – Дальневосточной.

Остальные усл. обозн. см. на рис. 1 и 2.

подчиненных зональных фитохории: Таймыро-Кузнецкую и Тунгусо-Верхоянскую подобласти, а в пределах последней Тунгусский и Верхоянский палеофлористические округа. Кроме того, выделяется и ряд азональных фитогеографических единиц, наиболее крупными из которых являются Печорская и Дальневосточная провинции.

Усиление флористической дифференциации при переходе от кордаитовой геофлоры (верхнебалахонская подсерия Кузбасса) к папоротникоптеридоспермо-кордаитовой (кольчугинская серия) совпадает с вновь изменившимся направлением миграции растений из Субангарской палеофлористической области в пределы Сибирской. Действительно, граница между рассматриваемыми геофлорами проводится по появлению каллиптерид, которые, как отмечалось, можно считать субангарскими мигрантами. Распространение каллиптерид ограничивается Таймыро-Кузнецкой подобластью. Более поздняя миграция псигофиллумов и рипидопсисов проникала и в периферические части Тунгусо-Верхоянской подобласти, но ни одна из них не достигла, очевидно, Верхоянского округа, где папоротникоптеридоспермо-кордаитовая флора представлена достаточно бедными, почти полностью кордаитовыми ассоциациями.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

История развития каменноугольной и пермской флоры Ангариды, становления и динамики ее фитогеографической структуры позволяет сделать достаточно определенные выводы об основных тенденциях в изменении климата. Эти тенденции проиллюстрированы климатической кривой (рис. 4). Более детальная характеристика климата отдельных крупных эпох карбона и перми приводится ниже.

1) *Нижний карбон*. Раннекаменноугольная эпоха со свойственной ей существенно лепидофитовой флорой характеризовалась, как впервые показал С.В. Мейен (1968), теплым безморозным климатом. О подобном климате свидетельствует маноксилический тип строения стволов доминирующих лепидофитов, присущий в современной флоре лишь растениям тропиков и субтропиков. Поскольку Ангариды в раннем - среднем карбоне располагалась в средних и высоких широтах (Городницкий и др., 1978; Зоненшайн и др., 1987; Храмов и др., 1982), существование в ее пределах безморозного климата свидетельствует, очевидно, о вырощенном и относительно теплом климате северного полушария и Земли в целом.

О подобном же климате свидетельствуют и литологические признаки нижнекаменноугольных отложений Ангариды, а именно присутствие среди них бокситов и пестроцветов.

2) *Климатическая перестройка в середине карбона*. Об изменении климата в середине карбона, как отмечалось выше, свидетельствует массовое вымирание древовидных лепидофитов вблизи границы раннего и среднего карбона. В пользу впервые высказанного С.В. Мейеном (1968) предположения о том, что вымирание лепидофитов обусловлено похолоданием свидетельствует не только то, что древовидные лепидофиты являются теплолюбивыми формами, но также и реликтовый облик очень бедной, практически лишенной новообразований флоры, пришедшей на смену лепидофитовой. О том же свидетельствует и безлесный характер "тундровой" растительности постлепидофитового времени, сменившей своеобразные лепидофитовые "леса" и существовавшей в пределах Ангариды вплоть до середины башкирского века.

Сходные флористические и климатические перестройки имели место и в Гондване (Carboniferous..., 1985), тогда как в приэкваториальных регионах в течение всего карбона шло практически непрерывное, без резких смен и скачков, развитие богатой и разнообразной флоры (Wagner, 1984), которой соответствовала разнообразная же лесная растительность. Подобный характер каменноугольной флоры и растительности свидетельствует об отсутствии катастрофических перепадов температур в приэкваториальной области. Таким образом, глобальное похолодание середины карбона проявилось лишь во внетропических областях, что, очевидно, связано с формированием приполярных "холодильников".

Эти выводы вполне согласуются с данными о первых заметных проявлениях верхнепалеозойских тиллитов, свидетельствующих о начале позднепалеозойского оледенения Южного полушария вблизи границы раннего и среднего карбона (Carboniferous..., 1985). В северном полушарии также возможно присутствие среднекаменноугольных ледово-морских отложений (Устрицкий, Явщиц, 1971).

3) *Позднепалеозойский климат Ангариды*. Несмотря на то, что карбоновое похолодание в пределах Ангариды было кратковременным и уже в середине башкирского века сменилось относительным потеплением, озаменованным распространением кордаитовой флоры, возврата к теплому и безморозному климату раннекаменноугольной эпохи не произошло. Контрастность, резкие различия климата тропических и внетропических областей характерны для всего позднего палеозоя. О более холодном, по сравнению с раннекаменноугольной эпохой, климате Ангариды свидетельствует, прежде всего, полное отсутствие здесь растений с маноксилическими стволами и, напротив, присутствие у доминирующих кордаитов древесин пикноксилитического типа

Стратиграфическая шкала			Флоры Субангарской палеофлористической области	Сибирская палеофлористическая область			Климатическая кривая			
Система	отдел	ярус		Таймыро-Кузнецкая под-область	Тунгусо-Верхоянская подобласть	флоры		типы климатов		
						геофлоры	полихронные	теплый безморозный	умеренный	тундровый
Пермская	верхний	Татарский	Татариновая	<i>Tatarina</i> →		папоротнико-птеридоспермо-кордаитовая	кордаитовая	*		
		Казанский	Хвойно-птеридоспермовая	<i>Psygmophyllum</i> →						
		Уфимский		" <i>Callipteris</i> " →						
		Вячеславиевая	<i>Viatscheslavia</i> →							
	нижний	Кунгурский	Кордаито-хвойно-птеридоспермовая	руфлории с узкими дорзальными желобками ←		кордаитовая				
		Артинский								
		Сакмарский								
Ассельский										
Каменноугольная	верхний	Гжельский	Каламито-птеридоспермо-кордаитовая	<i>Calamostachis</i> →		птеридоспермо-кордаитовая				
		Касимовский								
	средний	Московский	Появление кордаитов				постлепидофитовая			
		Башкирский						кордаиты, птеридоспермы →		
	нижний	Серпуховский	Археокаламито-лепидофито-птеридоспермовая				древовидных лепидофитов			
		Визейский						мелкоствольн. лепидофитов		
		Турнейский								

Рис. 4. Взаимоотношения флор периферических (Субангарская палеофлористическая область) и центральных (Сибирская палеофлористическая область) частей Ангарского царства. Стрелки показывают направление миграций растений.

с четкими кольцами прироста, указывающими на достаточно длительные неблагоприятные сезоны. О контрастности климата говорят также флористические (резкие различия тропических и внетропических флор, отсутствие в составе последних космополитных элементов) и фитогеографические данные.

Действительно, по сравнению с предшествующей (рис. 1) и последующей (Добрускина, 1982) эпохами, фитогеографическая ситуация в пределах Ангариды чрезвычайно усложнена (рис. 2, 3), а ее внешняя граница становится совершенно непроницаемой благодаря существованию в позднем палеозое по ее периферии Субангарского "экотонного" пояса, который, как отмечалось выше, играет большую роль в становлении и развитии кордаитовой флоры, но кроме того выступает и в качестве барьера, препятствующего прямому обмену между ангарской и соседствующими с ней приэкваториальными флорами.

Следует особо подчеркнуть, что высокую степень эндемизма верхнепалеозойской ангарской флоры невозможно объяснить географической изоляцией Ангарского материка. Действительно, степень подобной изоляции в течение карбона и перми постепенно уменьшается (рис. 1 - 3), тогда как фитогеографическая обособленность, напротив, возрастает. Никакой другой причины, кроме высочайшей степени контрастности позднепалеозойского климата для объяснения этого явления, по-видимому предложить нельзя.

Контрастность же климата, в свою очередь, обусловлена, по-видимому, сохранением устойчивых приполярных "холодильников", сформировавшихся во время каменноугольного похолодания и поддерживавших высокий температурный градиент между приэкваториальными и внетропическими областями в течение всего позднего палеозоя. Судя по имеющимся в литературе указаниям на появление в отдельных интервалах верхнепалеозойского разреза северо-востока России ледово-морских отложений (Андрианов, 1966; Устрицкий, Явшиц, 1971; Эпштейн, 1972; Кашик и др., 1990), в районе северного полюса располагался в это время холодный морской бассейн. В отличие от южного полушария в северном не было, по-видимому, ледниковых шапок или они существовали кратковременно и на небольшой площади. Несмотря на то, что надежных данных о температурном режиме позднепалеозойской эпохи в пределах Ангариды пока нет (Ясаманов, 1985), климат большей ее части (исключая самое начало среднего карбона) с долей условности можно назвать умеренным гумидным. О подобном типе позднепалеозойского климата Ангариды свидетельствует, во-первых, актуалистический подход. Действительно, сезонный климат средних широт, обеспечивающий длительное

и устойчивое существование лесной растительности ("кордаитовой тайги"), очевидно, близок к современному умеренному климату. Во-вторых, к тому же выводу приводит и сравнение этого климата как с более теплым раннего карбона, так и с более суровым климатом, характеризующим максимум позднепалеозойского похолодания в начале среднего карбона. Теплый безморозный климат раннего карбона без четко выраженной сезонности, очевидно, близок к современному субтропическому, тогда как о холодном климате начала среднего карбона свидетельствует отсутствие лесной растительности и распространение "тундровых" ландшафтов. Занимающий промежуточное положение климат большей части позднего палеозоя можно, таким образом, определить как умеренный.

О гумидности климата свидетельствует широкое развитие процессов угленакопления в позднем палеозое Ангариды.

Сформулированные выше выводы об умеренном позднепалеозойском климате средних широт относятся не ко всему Ангарскому царству, а лишь к его большей центральной части – Сибирской палеофлористической области, – занятой кордаитовой флорой. В пределах периферической Субангарской области позднепалеозойские флоры, как отмечалось выше, более богаты и разнообразны, характеризуясь значительной примесью еврамерийских (тропических и субтропических) элементов. Это богатство и разнообразие флор в сочетании с отсутствием угленосности и широким распространением красноцветов свидетельствует о более жарком и сухом, временами с признаками аридности (появление в отдельных интервалах разреза соленосных и гипсоносных толщ) климате.

Собственно климат Субангарской палеофлористической области не является предметом рассмотрения настоящей статьи. Для расшифровки крупнейших климатических флуктуаций в течение позднего палеозоя крайне важен учет взаимоотношений субангарских и сибирских флор, установление направления миграции растений от периферии Ангариды к ее центральным районам или наоборот.

Как было показано выше, каждой из трех крупных эпох, соответствующих трем геофлорам и составляющим полихронную кордаитовую флору, отвечает свое направление миграции растений в пределах Ангарского царства. Выявление направления подобных миграций, дополненное сведениями об изменении состава кордаитовых комплексов, а также особенностях фитогеографической дифференциации служит основой для реконструкции истории позднепалеозойского климата, отраженной на климатической кривой (рис. 4).

Ниже мы остановимся на характеристике климатов второй половины карбона (птеридоспермо-кордаитовая геофлора) ранней - начала поздней перми (кордаитовая геофлора), поздней перми (папоротниково-птеридоспермо-кордаитовая геофлора).

1. Средний - поздний карбон. Представление о том, что климат Земли во второй половине карбона повсеместно характеризовался прогрессивным похолоданием, достигшим максимума к началу перми (Ясаманов, 1985), не подтверждается в приложении к Ангариде приведенными выше флористическими данными. Максимум похолодания, озаменованный распространением беслесных "тундровых" ландшафтов и, по-видимому, холодного климата, приходится в Ангариде на начало среднего карбона. Время существования холодного климата ограничено, однако первой половиной башкирского века. Уже во второй половине башкирия холодный климат сменился умеренным, о чем свидетельствует широкое распространение кордаитовой флоры и появление угленосных отложений. Как отмечалось выше, кордаиты, по-видимому, являются мигрантами из Казахстанской провинции, и их распространение в пределах собственно Ангариды (Сибирской палеофлористической области) свидетельствует о грандиозной флористической экспансии, подчеркивающей значительность башкирского потепления.

Указанная экспансия свидетельствует также о некотором выравнивании климатических контрастов между Сибирской палеофлористической областью и Казахстанской провинцией, тяготевшей в раннем карбоне к окраинам Еврамерийской палеофлористической области, но в позднем палеозое вошедшей в состав периферического Субангарского пояса Ангариды. Переориентация Казахстанской провинции, "ангаризация" ее флор протекает во второй половине карбона. Климатические различия между Казахстанской провинцией и собственно Ангаридой тем не менее сохраняются. Процесс "ангаризации" средне-позднекаменноугольных казахстанских флор коррелирует с прекращением угленакопления, т.е., по-видимому, указывает на увеличение засушливости климата. В Сибирской палеофлористической области корреляция обратная: распространение кордаитовой флоры совпадает здесь с началом процесса накопления углей. Таким образом, граница Сибирской палеофлористической области с Казахстанской провинцией (Субангарская палеофлористическая область) выступает во второй половине карбона как рубеж между умеренным гумидным и также умеренным, но более засушливым климатом.

Другими (температурными) параметрами, очевидно, определяется обособление в централь-

ных районах Ангариды Верхоянской подобласти. О несколько более низких, по сравнению с другими районами Ангариды, температурных условиях существования в этом регионе (северо-восток России) птеридоспермо-кордаитовой геофлоры свидетельствует широкое распространение в ней своеобразных крупномерных кордаитов, свойственных в других районах лишь более молодой - кордаитовой - геофлоре, существовавшей, как будет показано ниже, в условиях несколько более прохладного климата. О том же, возможно, говорит и присутствие ледово-морских отложений (Устрицкий, Явшиц, 1971).

В целом, для климата второй половины карбона в пределах большей части Ангариды характерна четко выраженная тенденция потепления. Это не только потепление в середине башкирского века. Увеличение разнообразия птеридоспермо-кордаитовой флоры снизу в верх по разрезу, появление в Средней Сибири в заключительный этап ее существования нескольких чисто евразийских таксонов, свидетельствует о том, что тенденция потепления сохраняется вплоть до границы птеридоспермо-кордаитовой геофлоры с более молодой - кордаитовой.

2. Ранняя пермь - начало поздней перми. Граница птеридоспермо-кордаитовой и кордаитовой геофлор, соответствующая границе ниже и верхнебалахонской подсерий стратотипического разреза Кузбасса, до последнего времени считалась совпадающей с границей карбона и перми. В настоящее время появились данные о том, что граница систем проходит еще в пределах распространения птеридоспермо-кордаитовой геофлоры. Это означает, что климат самого начала ранней перми, очевидно, не отличался от описанного выше. Тем не менее он достаточно быстро сменяется более прохладным климатом, соответствующим времени существования кордаитовой геофлоры.

В пользу заметного похолодания на границе птеридоспермо-кордаитовой и кордаитовой геофлор свидетельствует, во-первых, значительно меньшее систематическое разнообразие последней, представленной, как отмечалось, почти нацело кордаитами. Во-вторых, на границе геофлор происходит изменение направления миграций растений. Верхнебалахонские кордаиты активно внедряются в пределы Субангарского пояса, который к середине артинского века сформировался в виде обширной дуги, протянувшейся от Северного Тянь-Шаня до Приуралья (рис. 2). Экспансия ангарских кордаитов отмечается в разных частях пояса: Северном Тянь-Шане (Кураминский хребет), Центральном Казахстане (кызылкийнская свита Баканасской впадины и ее аналоги), Приуралье (верхнеартинские и кунгурские отложения многих местонахождений). По-

всеместность этой экспансии подчеркивает закономерный ее характер, который трудно объяснить чем-либо иным, кроме климатических изменений.

Обращает на себя внимание удивительное единообразие состава и облика кордаитовой геофлоры на всей территории Сибирской палеофлористической области. Подобное единообразие свидетельствует, очевидно, об однотипности климатических условий в пределах этого обширного региона в течение длительного отрезка времени (всей ранней перми и, по-видимому, уфимского века).

3. *Поздняя пермь (примерно в объеме казанского и татарского ярусов)*. Как отмечалось выше, наиболее молодая из трех геофлор верхнепалеозойской кордаитовой флоры – папоротнико-птеридоспермо-кордаитовая – отличается от предшествующей относительным богатством и разнообразием систематического состава, изменением основного направления миграции растений (из Субангарской в Сибирскую область), резким усилением флористической дифференциации, отражающей, очевидно, дифференцированность внутриангарского позднепермского климата.

Дифференцированность позднепермского климата подчеркивается поведением субангарских мигрантов. Большинство из них (каллиптериды, псигмофиллумы) проникают лишь в периферическую часть Сибирской области, образуя здесь зону относительно богатых и разнообразных флор – Таймыро-Кузнецкую подобласть. Лишь немногие мигранты (*Rhipidopsis*) известны в пределах Тунгусской синеклизы (Тунгусский округ Тунгусо-Верхоянской подобласти) и ни один пока неизвестен в центральном (Верхоянском) округе той же подобласти, флоры которого резко обеднены. Подобная картина миграций, очевидно, свидетельствует о том, что позднепермское потепление охватило лишь периферию Сибирской области, тогда как в центральных ее частях климат продолжал оставаться холодным.

Климат позднепермской эпохи достаточно сильно меняется и во времени. Об этом свидетельствует контрастное строение верхнепермского разреза Омолонского массива, являвшегося одной из доступных в настоящее время наблюдению высокоширотных позднепермских территорий. Нижняя и верхняя части этого разреза (омолонский и хивачский горизонты) сложены существенно карбонатными отложениями, тогда как в средней части (гижигинский горизонт) широко распространены диамиктиты, обычно трактуемые как ледово-морские отложения (Кашик и др., 1990). Присутствие последних не только подтверждает существование приполярных позднепермских “холодильников”, но и объясняет некоторые особенности миграции растений, в частности, неравно-

мерное распределение по разрезу миграционных волн, а также возможную их разнонаправленность.

Действительно, фиксирующие потепление миграции из периферических районов Ангариды в центральные, приурочены к началу (каллиптериды) и ко второй половине времени существования папоротнико-птеридоспермо-кордаитовой флоры (псигофиллумы, тениоптерисы, рипидопсисы). В средней же части позднепермского разреза Сибири (почти вся ильинская подсерия Кузбасса и ее аналоги), сопоставимой с гижигинским горизонтом, субангарские мигранты отсутствуют. Напротив, вероятно миграция в обратном направлении, так как “ильинского” облика руфлории, как отмечалось выше, известны в некоторых местонахождениях Субангарского пояса. Уничтожение позднепермского “холодильника” в центральных районах Ангариды, очевидно, произошло лишь в результате прогрессирующего потепления у границы пермской и триасовой систем, поскольку триасовые флоры по сравнению с позднепермскими очень слабо пространственно дифференцированы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кратко суммируем основные выводы о динамике фитогеографической ситуации и климата в пределах северной внетропической (Ангарской) палеофлористической области (царства) в карбоне и перми.

1). Как было показано выше, климат северной внетропической области в течение каменноугольной и пермской эр менялся в очень широких пределах (см. рис. 4) от близкого к субтропическому в раннем карбоне до “субарктического” (безлесная “тундра”) в начале среднего карбона. На протяжении же большей части позднего палеозоя, за исключением упомянутой эпохи “субарктического” климата, господствовал умеренный гумидный климат.

2). Отличительной особенностью позднепалеозойской фитогеографической и климатической ситуации является значительно более четко выраженная, чем в предшествующую (ранний карбон) и последующую (мезозой) эпохи, пространственная дифференциация флор, свидетельствующая о контрастности позднепалеозойского климата. Показателем подобной контрастности являются, в первую очередь, резкие различия в составе внетропической кордаитовой флоры Ангариды и значительно более богатых и разнообразных тропических флор. О том же говорит и значительная внутренняя дифференцированность флор Ангарского и Амеросинийского палеофлористических царств.

Контрастность климата подтверждает предположение (Чумаков, 1978, 1984) о принадлеж-

ти всего позднего палеозоя к ледниковой эре, поскольку эта контрастность является указанием на существование устойчивых приполярных “холодильников”.

3). Анализ позднепалеозойской фитогеографической ситуации позволяет сделать некоторые выводы об особенностях климатической зональности в холодные периоды (гляциоэры) в противоположность зональности, свойственной теплым периодам (термоэрам – терминология Н.М. Чумакова, 1978, 1984). Согласно изложенным в учебниках общепринятым представлениям (Марков и др., 1978), ледниковые эпохи, по сравнению с разделяющими их теплыми, характеризуются более интенсивной климатической дифференциацией и резким смещением климатических зон в сторону экватора. Палеофлористические данные не свидетельствуют, однако, в пользу столь значительных смещений фитогеографических и, соответственно, климатических рубежей.

На протяжении всего фанерозоя, кроме, может быть, девона, существует палеофлористический рубеж первого ранга между низкоширотными приэкваториальными и внетропическими флорами умеренных и высоких широт (Vakhrameev et al., 1978). В приложении к позднему палеозою это внешняя граница Ангариды. Проанализировав смещение этой границы в течение фанерозоя С.В.Мейен (1969), пришел к выводу об относительной устойчивости ее во времени. Разумеется, в разные периоды геологической истории подобная граница разделяет разные типы климатов, но это лишний раз свидетельствует о том, что различия климатов разных эпох не сводятся к смещению вдоль меридиана однотипных климатических зон.

4). Как было показано выше, контрастность климата находит свое отражение не только и не столько в смещении к экватору палеофлористических рубежей, сколько в уменьшении степени проницаемости границы “тропических” и “внетропических” флор. Если в предшествующую (девон - ранний карбон) и последующую (мезозой) за поздним палеозоем эпоху эта граница не была существенным препятствием для обмена таксонами, то в позднем палеозое, вследствие формирования Субангарского “экотонного” пояса, подобный обмен между собственно Ангаридой (Сибирская палеофлористическая область) и Американо-сибирским царством полностью отсутствовал.

В позднем палеозое вся Ангарида выступает по существу в качестве закрытой системы, в которой не выдерживаются упомянутые соотношения между изменениями температур и степенью флористической дифференциации. Так, похолодание ранней - начала поздней перми привело не к увеличению, а к сглаживанию флористической (климатической) дифференциации внутри Анга-

риды (рис. 2), тогда как позднепермское потепление вызвало усиление дифференциации (рис. 3). Как было показано К.К. Марковым и др. (1978), изменения температур приводят обычно к обратным результатам.

В целом, на примере позднего палеозоя Ангариды можно видеть, что совокупность фитогеографических единиц имеет, по-видимому, системный характер. Именно этим, очевидно, можно объяснить устойчивость во времени многих фитогеографических рубежей. Следствием такой системности является и тот факт, что, казалось бы, однотипные климатические изменения могут привести к разным с точки зрения палеофлористики результатам.

Описанная выше система фитохорий Ангариды, включающая Субангарский пояс и менее устойчивые во времени фитогеографические единицы, характерна лишь для позднепалеозойской гляциоэры. И в предшествующую (девон - ранний карбон) и последующую (триас) эпохи фитогеографическая структура Евразии выглядит по-иному (Vakhrameev et al., 1978; Добрускина, 1982). По-видимому, крупные фитогеографические структуры соответствуют крупным климатическим эрам. Однако, безусловно, в становлении, развитии и функционировании таких систем чрезвычайно важна и биотическая составляющая. Отделить ее от климатической – задача будущих исследований.

При реконструкции климата позднего палеозоя Ангариды и построении климатической кривой в настоящей статье были использованы, главным образом, данные о направлении миграций растений. Не исключено, что в будущем, когда закономерности функционирования фитохорий будут изучены более подробно, удастся выделить и другие факторы климатогенной природы, благодаря чему представленная выше кривая будет детализирована. В настоящее время ее следует рассматривать как предварительную.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта 1.5.2 ГНТПР “Глобальные изменения природной среды и климата”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреанов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 170 с.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
- Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 196 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16 - 27.

- Кашик Д.С.* (ред.) Опорный разрез перми Омолонского массива // Л.: Наука, 1990. 198 с.
- Марков К.К., Добродеев О.П., Симонов Ю.Г., Суетова И.А.* Введение в физическую географию. М.: Высшая школа, 1978. 191 с.
- Мейен С.В.* О возрасте острогской свиты Кузбасса и об аналогах намюра в континентальных отложениях Северной Азии // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180. № 4. С. 186 - 189.
- Мейен С.В.* О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми // Геотектоника. 1969. № 5. С. 3 - 16.
- Мейен С.В.* Каменноугольные флоры. Пермские флоры // Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. С. 43 - 157.
- Мейен С.В.* Палеофлористика палеозоя // Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 107 - 117.
- Устрицкий В.И., Явищ Г.П.* Среднекаменноугольные ледово-морские осадки Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР, 1971. Т. 199. № 2. С. 437 - 440.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978. 202 с.
- Чумаков Н.М.* Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 35 - 53.
- Эпштейн О.Г.* Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 3. С. 112 - 127.
- Ясаманов Н.А.* Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 296 с.
- The Carboniferous of the World. V. II / IUGS Publ. № 20 - ENADIMSA e IGME, 1985. 380 p.
- Vakhrameev V.A., Dobruskina I.A., Meyen S.V., Zaklinskaja E.D.* Palaeozoische und mesozoische Floren Eurasiens und die Phytogeographie dieser Zeit. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1978. 300 S.
- Wagner R.H.* Megafloral zones of the Carboniferous // 9 Congr. Inter. stratigr. geol. Carbonif. 1979. Compte Rendu. V. 2. Biostratigraphy. 1984. P. 109 - 134.

Рецензенты А.Г. Пономаренко, Н.М. Чумаков

УДК 563.12:551.762.2.(569.1)

ЭНДЕМИЧНЫЕ И КОСМОПОЛИТНЫЕ СООБЩЕСТВА ФОРАМИНИФЕР И ОСТРАКОД В СРЕДНЕЮРСКИХ БАССЕЙНАХ СИРИИ

© 1995 г. К. И. Кузнецова, М. Р. Доброва

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

Поступила в редакцию 02.12.93 г.

На основании изучения фораминифер и остракод из юрских отложений Сирии выделены сообщества эндемичного, космополитного и смешанного состава, обитавшие в бассейнах среднеюрского времени в Восточном Средиземноморье. Установлена зависимость состава ориктоценозов от батиметрической зональности бассейна. Выявлено, что в различных частях изученного региона – в Анти-Ливане, Приморских хребтах, Курд-Даге и Пальмиридах – разновозрастные комплексы фораминифер и остракод имеют резко различный систематический состав и могут быть отнесены к разным фаунистическим группировкам и даже типам фауны. Установлено, что эндемичные тетические сообщества тяготеют к наиболее мелководным участкам бассейна (литорали, сублиторали), в то время как ассоциации, в которых доминируют космополитные формы, приурочены к более глубоководным частям акватории – нижней сублиторали и эпibatнали. Изучение фациальных рядов юрских отложений, выстроенных от более глубоководных к прибрежно-мелководным в бассейнах единой широтно-климатической (тропической) зоны, показало, что определяющими факторами в расселении фораминифер и остракод были батиметрический и неразрывно связанный с ним температурный, поскольку изученные фораминиферы и остракоды, как бентосные организмы, реагировали в первую очередь на изменение придонных температур воды. Фактор солености водных масс является особенно существенным при изучении распределения остракод в бассейне. Выявлены сообщества остракод, в которых доминируют эвригалинные формы и сообщества, где господствуют виды, приспособленные к опресненным условиям водоема.

Ключевые слова. Средняя юра, верхняя юра, эндемичные, космополитные сообщества, фациальные ряды, батиметрический и температурный факторы.

Изучение танатоценозов юрских фораминифер и остракод, собранных при геологических исследованиях Сирии в 1986 - 1990 г., выявило ряд особенностей их стратиграфического, пространственного и фациального распределения в этом регионе. Изменение этих сообществ во времени, установленное при послойном изучении разрезов, дало возможность выделить стратиграфические подразделения (зоны, экозоны, слои с фауной) и, таким образом, детализировать стратиграфическую схему юрских отложений Сирии (Кузнецова и др. 1991; Кузнецова, 1994; Кузнецова, Доброва, 1994) (рис. 1). Однако при сопоставлении разрезов юрских пород рассматриваемой территории по этим группам фауны выявились значительные трудности. Они особенно резко проявились при корреляции разрезов юры Анти-Ливана, Приморских хребтов, Курд-Дага и Пальмирид, т.е. основных горных сооружений Сирии, в геологическом строении которых юрские породы играют значительную роль (рис. 2). При этом корреляция разрезов юры в пределах каждого из перечисленных районов проводится достаточно четко и

трудностей обычно не вызывает. Существенно отметить, что сообщества фораминифер и в известной мере остракод в этих районах различаются не только по составу видовых и родовых таксонов, но и на уровне семейств, т.е. принадлежат подчас к различным типам фауны или фаунистическим группировкам (Gordon, 1970; Басов, 1974; Басов и др. 1972; Басов, 1991; Кузнецова, 1994). Это определяет в ряде случаев несопоставимость отложений, включающих столь различные по составу сообщества, разновозрастность которых контролируется их стратиграфическим положением в разрезе, другими группами фоссилий (брахиоподы, двустворки, кораллы), а также определением видов фораминифер и остракод, известных из соответствующих отложений Западной Европы, Африканского континента, Кавказа, Крыма, Мадагаскара, Канады и т.д.

Анализ таксономического состава сообществ бентосных фораминифер, обитавших в юрских морях Восточного Средиземноморья, позволяет подразделить присутствующие здесь формы на

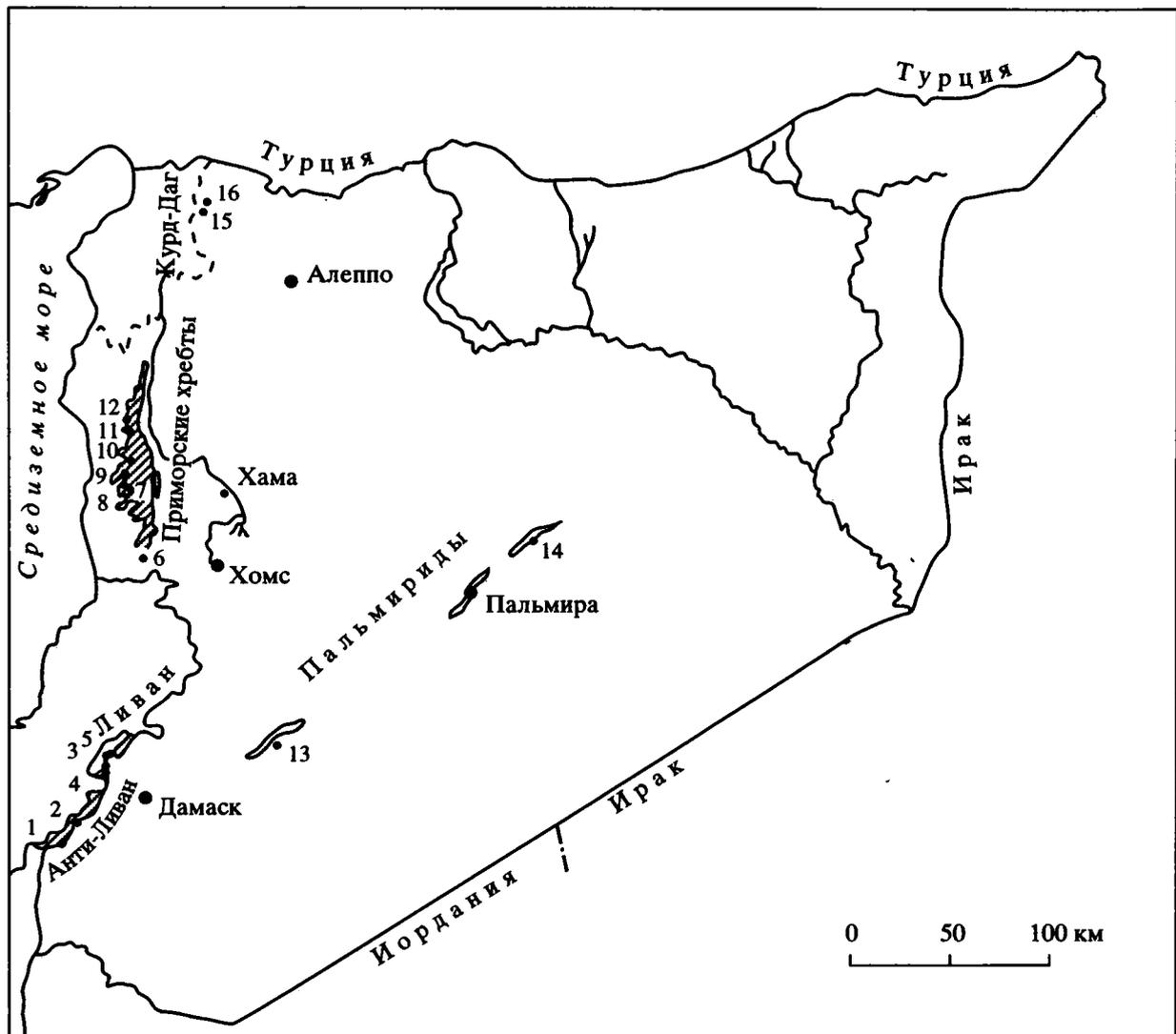


Рис. 2. Схема расположения изученных разрезов и выходы юрских отложений на территории Сирии.

Анти-Ливан: 1 – Хадар, 2 – Арне, 3 – Вади Аль Карн, 4 – Сед Аль Карн, 5 – Роуда; Приморские хребты: 6 – карьер Никола, 7 – Кадмус, 8 – Вади Джаннам, 9 – Дждейда, 10 – Восточный Мариин, 11 – Баб Джанне, 12 – Шуюкха; Пальмиры: 13 – Аль Збейди, 14 – Ас-Сатгих; Курд-Даг: 15 – Раджо, 16 – Смалек.

три группы: 1) тетические тропические эндемики, ограниченные экваториальной частью Тетиса; 2) субтетические формы с более широким ареалом и 3) бореально-космополитные элементы, имеющие широчайшее географическое распространение при узком стратиграфическом диапазоне их существования. Если первые две группы не требуют дополнительных определений, то третья – бореально-космополитная – нуждается в некоторых пояснениях. Уже само название этой группы указывает на ее повсеместное, в том числе и в бореальном поясе, распространение. Именно в морских отложениях юры высоких широт присутствуют, и притом, как правило, при большом родовом и видовом разнообра-

зии, представители семейств Ichthyolariidae, Nodosariidae, Lenticulinidae, Vaginulinidae, Polymorphinidae, Ceratobuliminidae, Epistominidae, определяющие нодозариидово-эпистоминидовый тип сообщества (Басов, 1974). Другой характерной особенностью этой фауны являются высокие темпы эволюции на видовом уровне при длительном существовании отдельных родовых таксонов. Напомним, что у фораминифер такие роды, как Lenticulina, Epistomina, Lamarckella, Lamarckina, отличаются высокой скоростью эволюции на видовом уровне.

В бассейнах обитания они обычно распределялись на больших глубинах, чем тетические эндемики – крупные литуолиды со сложным ячеис-

тым или альвеолярным строением раковины, пфендериниды со сложно построенным внутренним скелетом, диштиокониды и др.

Планктонные фораминиферы редки и малочисленны во всех трех группах юрских фораминифер, но совместно с бореально-космополитной фауной они встречаются реже всего и только на уровнях, отвечающих моментам расширения трансгрессии – бат, келловей, оксфорд.

В тексте и на рис. 1 авторы приводят классификацию зон бассейна, используемую в отечественной литературе (Горбачик и др., 1970), и терминологию, употребляемую зарубежными исследователями (Pellissie et al., 1984). Последняя на рис. 1 дана в скобках. Пояснительная схема бассейна карбонатной платформы составлена по материалам юго-западной Франции (Pellissie et al., 1984) (рис. 3).

Что касается фауны остракод, то в юрских отложениях Сирии ее можно подразделить на четыре группы: 1) группу родов, встречающихся только на южном обрамлении Тетиса; 2) группу

родов, ареалы которых охватывают акватории южного и северного обрамлений палеоокеана Тетис; 3) группу космополитов; 4) группу родов широкого географического распространения, но приуроченную к специфическим опресненным фациям.

Первая группа родов оказалась самая малочисленная (*Glyptogatocythere*, *Zergacythere*, *Virgulacythere*). Наиболее обширная группа – роды, встречающиеся в бассейнах как южного, так и северного обрамления Тетиса (роды *Macrodentina*, *Procytheridea*, *Progonocythere*, *Fabanella*, *Oligocythereis*, *Cytherelloidea*, *Ektyphocythere*, *Glyptocythere*, *Fastigatocythere*, *Pleurocythere* и др.). Эти две группы характеризуются высокими темпами эволюции видов и тем, что срок существования большинства этих родов ограничен юрским периодом. В первую группу вошли роды, известные лишь в средней юре (байос, бат). Во второй группе 30% родов появились в нижней, а 70% – в средней юре; большинство родов вымерли в конце юры, 15% существовали до нижнего мела и один

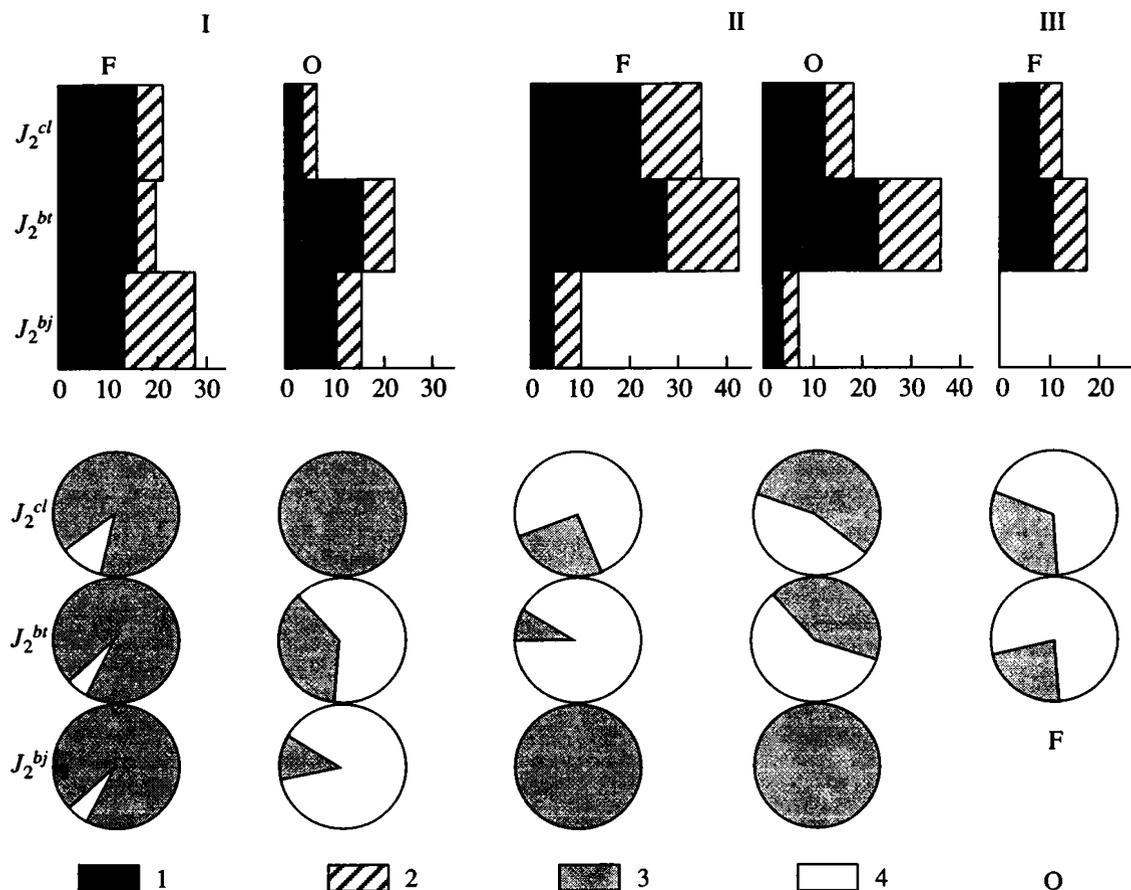


Рис. 3. Численность родовых и видовых таксонов в сообществах фораминифер и остракод и соотношение эндемичных и космополитных форм в среднеюрских отложениях Сирии.

I – Анти-Ливан, II – Приморские хребты, III – Курд-Даг; F – фораминиферы, O – остракоды; 1 – роды, 2 – виды, 3 – космополитные формы, 4 – эндемичные формы.

род (Cytherelloidea) известен до настоящего времени. Срок жизни видов в этих группах в большинстве своем ограничен 5 - 10 млн. лет.

Третья группа родов, в состав которой входят роды-космополиты, включает формы, характеризующиеся не только очень обширными ареалами (роды Bairdia, Cytherella, Bythocypris, Paracypris, Schuleridea, Klieana, Monoceratina, Bythoceratina), но и длительным временем развития, т.е. замедленными темпами эволюции. Большинство этих родов (за исключением Bairdia и Monoceratina, появившихся в раннем палеозое) начали свое существование с начала юры и развивались до наших дней (за исключением Klieana, закончившей свое существование в конце мелового периода, и Schuleridea, просуществовавшей до неогена). Замедленный темп эволюции таких родов и видов обуславливает их непригодность для стратиграфических целей. Но зато с экологической точки зрения такие роды и виды дают интереснейший материал для определения условий формирования осадка.

Отдельно стоит группа родов, отличающихся весьма специфическими условиями обитания. Эта группа родов широкого широтного распространения, но обитающая в водоемах со значительным опреснением. Эндемизм этой группы связан с физико-химической обстановкой данной акватории и проявляется на уровне семейств (сем. Limnocytheridae), а в отдельных случаях и надсемейств (надсем. Darwinulacea, сем. Darwinulidae). Семейство Limnocytheridae в юрских породах Сирии представлено тремя родами: Limnocythere, Theriosynoesum и Bisulcocypris. Семейство Darwinulidae – только родом Darwinula. Эта группа родов отличается колоссальным разнообразием видов. Для стратиграфических целей использовать такие таксоны довольно сложно, поскольку они могут обитать в лагунах, пересыхающих водоемах, прудах, озерах, устьях рек, то есть в бассейнах, где видовое разнообразие зависит от физико-химических свойств воды, в которой существовали и к которым приспосабливались данные особи. Роды Limnocythere и Theriosynoesum начали свое существование с начала юрского периода, род Bisulcocypris – с триаса, а Darwinula известна с девона. Ценность данной группы для экологических построений очень велика, так как все эти роды обитают в современных водоемах.

Из всего сказанного следует, что для стратиграфических построений наиболее ценными являются представители первых двух групп родов остракод, а для экологического анализа – представители последних двух групп.

Рассмотрим изменение таксономического и количественного состава фораминифер и остракод в средней юре Сирии, поскольку этот стратиграфический интервал наиболее полно охарактер-

изован фауной, а разрезы, изученные в Анти-Ливане и Приморских хребтах, отличаются большой стратиграфической полнотой. Данные по средней юре Курд-Дага и Пальмирид могут быть использованы лишь по фораминиферам, поскольку остракоды там не изучены.

АНТИ-ЛИВАН

Аален-байосс и байосский ярус

Отложения аален-байосского и байосского возраста формировались в бассейнах юго-западной Сирии (Анти-Ливан) в условиях сублиторали, где в донных осадках, сложенных органогенно-обломочными, оолитовыми и глинистыми известняками с прослоями глин и глинистых мергелей, обитали представители родов Praelamarckina, Lamarckella, Reinholdella (сем. Ceratobuliminidae), Epistomina (сем. Epistominidae), многочисленные виды рода Lenticulina и Citharina (семейства Lenticulinidae и Vaginulinidae), а также литуолиды, атаксофрагмииды и полиморфиниды. Все перечисленные роды принадлежат к широко распространенным бореально-космополитным формам. Тетические эндемики представлены единичными раковинами Paleopofenderina gracilis (Redmond) и Timidonella sarda Bousolet, Chabrier et Fourcade (рис. 3, 1А), распространенными в породах неравномерно, спорадически в виде единичных раковин, реже – массовых скоплений. Из присутствующих в этом интервале 29 видов, относящихся к 11 родам, 98% известны в Восточной Европе (Днепро-Донецкая впадина и юго-западный Донбас), Крыму, Польше, Египте; 2% видов описаны и известны в Саудовской Аравии, Марокко, Юго-Западной Франции (рис. 4). Важно отметить, что все присутствующие здесь виды существовали в морских условиях при нормальной солености водных масс. В самой нижней части разреза средней юры Анти-Ливана, возраст которой определяется как аален-байосский по присутствию характерного комплекса видов фораминифер с Praelamarckina humilis Kart., встречены остракоды, в обедненном сообществе которых присутствуют многочисленные раковины Darwinula sp. Представители данного рода могли развиваться только в условиях сильного опреснения бассейна, в мелководных его частях (сильно опресненные лагуны, озера, дельты рек). Средняя часть разреза представлена доломитами и остракодами не охарактеризована. Выше залегает пачка переслаивания известняков и глин, в нижней части которой комплекс остракод обедненный. Здесь присутствуют единичные экземпляры космополитного рода Cytherella. Этот род является стеногалинным, а современные представители этого рода могут су-

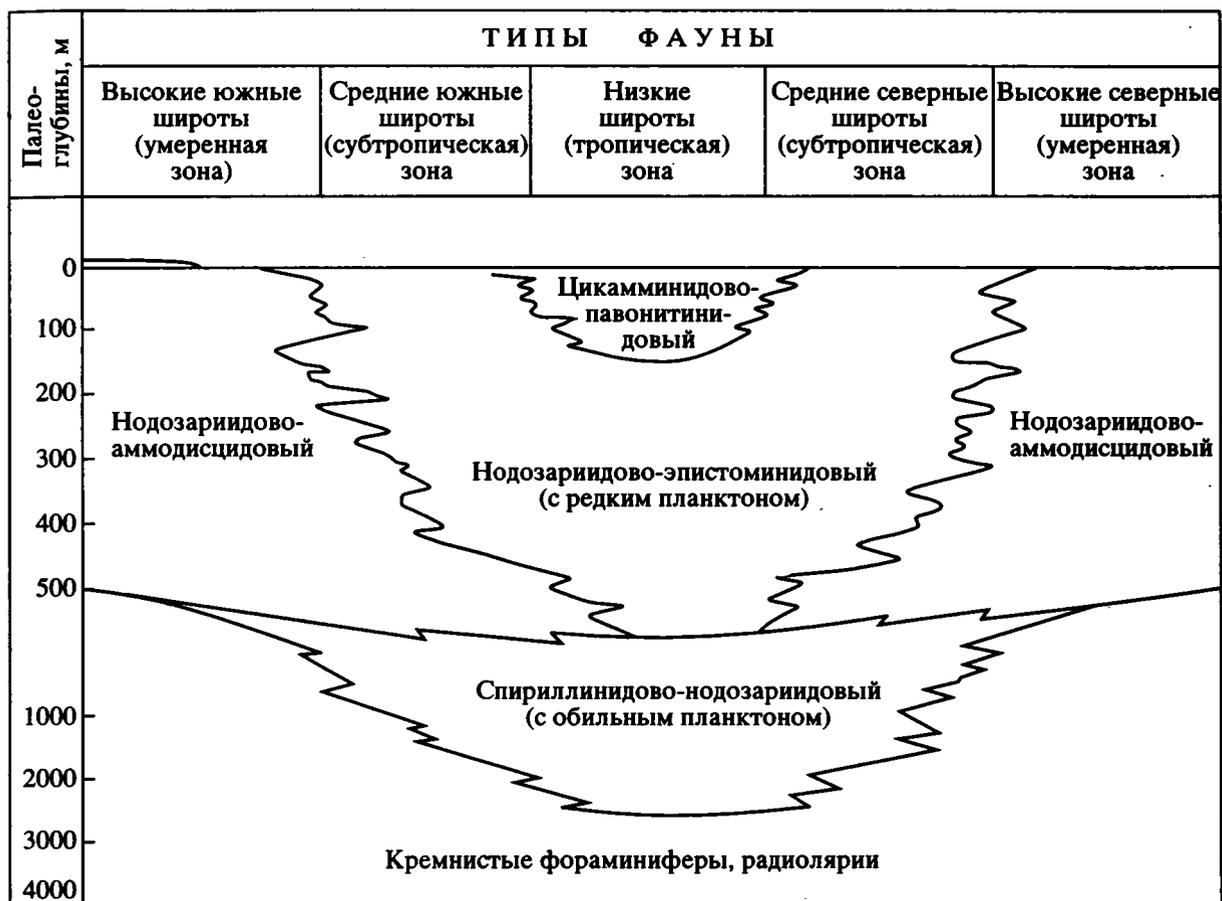


Рис. 4. Схема широтной и батиметрической зональности в распределении типов фауны бентосных фораминифер (юрский период), по В.А. Басову (1991).

существовать при солености морского бассейна на мелководье 32 - 37‰, а на глубине 34 - 35‰. Выше комплекс изменяет свой характер, и на смену приходят роды, известные только в пределах Тетической области. Однако существенно отметить, что большее число встреченных здесь видов этих родов известно в байосских отложениях Ближнего Востока (Восточного Египта, Иордании и Израиля). Здесь присутствуют роды семейства Progonocytheridae (Glyptocythere, Ektypocythere, Zergacythere), семейства Cytherideidae (род Schuleridea) и семейства Cytherelloidae (под Cytherelloidea) (Basha, 1980; Basha, 1992; Rosenfeld et al., 1987). Данный комплекс мог существовать и при несколько пониженной солености. Так, по данным Дж. Нила (Neale, 1988), разброс солености для рода Schuleridea определяется как 5 - 35‰, а для рода Cytherelloidea - 10 - 35‰. Из сказанного видно, что в комплексе остракод в самой верхней части разреза доминируют эндемичные формы, выдерживающие опреснение, а космополиты отходят на второй план.

Батский ярус

Начало батского века на юго-западе Сирии связано с расширением морской трансгрессии и углублением бассейна. Однако локальные поднятия, имевшие место в это время, обусловили образование более мелководных участков и, возможно, местные перерывы в осадконакоплении. В разрезе у с. Арне в горах Хермон (предгорья Джебель Шейх) отложения батского яруса сложены в нижней части детритовыми, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками, местами переполненными обломками раковин, скоплениями неокатанной и несортированной фауны с многочисленными следами эрозийного несогласия и границами размыва. Постепенно прибрежное мелководье уступает место более глубоководным, спокойным и удаленным от береговой линии условиям, в которых накапливались оолитовые, глинистые и пелитоморфные карбонатные осадки. На большую глубину, свободную связь с открытым морем и нормальные условия солености водных масс указывает присутствие здесь

планктонных фораминифер *Globuligerina bathoni-ana* (Pazdro) и *G. meganomica* K. Kuznetsova. Оба эти вида представлены единичными раковинами в составе очень характерного и богатого комплекса бентосных фораминифер, в котором резко доминируют космополитные элементы – роды *Ammobaculites*, *Ichthyolaria*, *Lenticulina*, *Planularia*, *Citharina*, *Eoguttulina*, *Lamarckella*, *Reinholdella*, *Epistomina*. Участие в составе сообществ тетических эндемиков ограничивается присутствием немногочисленных раковин *Riyadhella hemeri* Redm. и *R. regularis* Redm.

В разрезе Арне наряду с фораминиферами были обнаружены многочисленные остракоды. Остракодами охарактеризована нижняя и верхняя части разреза. В средней части остракоды не обнаружены. В нижней части присутствует комплекс остракод, включающий роды *Ektyphocythere*, *Glyptogatoscythere*, *Virgulacytheridea*. Виды этих родов известны в разрезах Ближнего Востока (Oertli, 1966; Basha 1980; Rosenfeld et al., 1987). Характерно то, что в целом комплекс состоит из видов, известных только в пределах бассейнов южного обрамления палеоокеана Тетис. В верхней части разреза комплекс остракод богат по систематическому и количественному составу. Подобный комплекс установлен в Джебель Магара (Восточный Египет) в верхней части формации Шериф (Rosenfeld et al., 1987). Увеличивается количество родов. В большей части это роды семейства *Progonocytheridae* (*Procytheridea*, *Progonocythere*, *Fastigatoscythere*, *Glyptocythere*, *Glyptogatoscythere*, *Zergacythere*, *Ektyphocythere* и др.). Ареалы видов становятся более обширными. Так, уже около 30% видов известны не только на Ближнем Востоке (Израиль, Египет, Иордания), но и в Западной Европе (Франция, Германия, Швейцария), а также в Северной Америке (Вайоминг) (Peterson, 1954; Oertli, 1957, 1959, 1966; Hirsch, 1990). Во всей верхней части встречаются многочисленные особи рода *Cytherella*.

Келловейский ярус

В келловейское время морской бассейн, охвативший юго-западную часть Сирии, не претерпевал существенных преобразований по сравнению с поздним батом. Это была по-прежнему мелководная, тепловодная часть акватории, где накапливались преимущественно карбонатные осадки. Мощность отложений келловейского яруса на юге Анти-Ливана достигает 700 м. Они сложены однообразной толщей пелитоморфных известняков, местами доломитизированных, включающих прослой глинистых мергелей и глин, исчезающих в северном направлении, где они полностью замещаются известняками. В донных осадках этой сублиторали помимо одиночных и колониальных кораллов, брахиопод, пелеципод и гастропод оби-

тали фораминиферы, как бентосные, так и планктонные. Сообщество видов в келловее Анти-Ливана имеет своеобразный состав: в нем, как и в предшествующих батских комплексах, резко доминируют бореально-космополитные формы (роды *Lituotuba*, *Verneuilina*, *Verneuilinoides*, *Paleogaudryina*, *Ophthaalmidium*, *Lenticulina*, *Planularia*), представленные немногочисленными видами при небольшом числе особей каждого из них. Характерно соотношение родовых и видовых таксонов: 13 родов, встречаемых в келловее Анти-Ливана, представлено всего 18 видами. Планктонные формы – *Globuligerina calloviensis* K. Kuznetsova – единичны и присутствуют в основном в чисто карбонатных осадках северной части бассейна. Они изучены в шлифах пелитоморфных известняков в разрезах Вади-Аль Карн и Вади Фавуар. Эта часть бассейна соответствовала сублиторали (внешней инфралиторали). Следует отметить, что тетические и субтетические формы здесь немногочисленны по систематическому и количественному составу. Здесь присутствуют роды *Nautiloculina*, *Praekurnubia*, *Kurnubia*, *Paleopfenderina*, *Pseudocyclamina*. Указанные пять родов представлены всего шестью видами (табл. I).

Комплекс остракод, выделенный из келловейских отложений Анти-Ливана, обедненный. Остракоды рода *Cytherella* очень плохой сохранности найдены в самой нижней части разреза Вади-Аль Карн в пачке переслаивания глин и известняков. Определен только один вид этого рода – *Cytherella index*, широко распространенный от бата до оксфорда в разрезах Ближнего Востока, а также известный из оксфордских отложений в районе Канадского Атлантического шельфа (Rosenfeld et al., 1987, 1991; Ascoli, 1976).

ПРИМОРСКИЕ ХРЕБТЫ

Существенно иная картина распределения состава комплексов фораминифер и остракод складывается при изучении разрезов средней юры Приморских хребтов. Первое, что обращает на себя внимание, – резкое преобладание тетических и субтетических форм, которые начиная с батского времени приобретают доминирующее положение в сообществах фораминифер. Бореально-космополитные элементы среди фораминифер по таксономическому разнообразию и численности отходят на второй план и только в начале среднеюрского времени – в байосе – еще определяют облик сообщества.

Байосский ярус

В разрезах южной части Приморских хребтов в байосских известняках присутствуют *Lenticulina centralis* (Terquem), *L. veta* (Hoffman), *L. protracta* (Born.). Раковины этих видов в образцах немногочисленны.

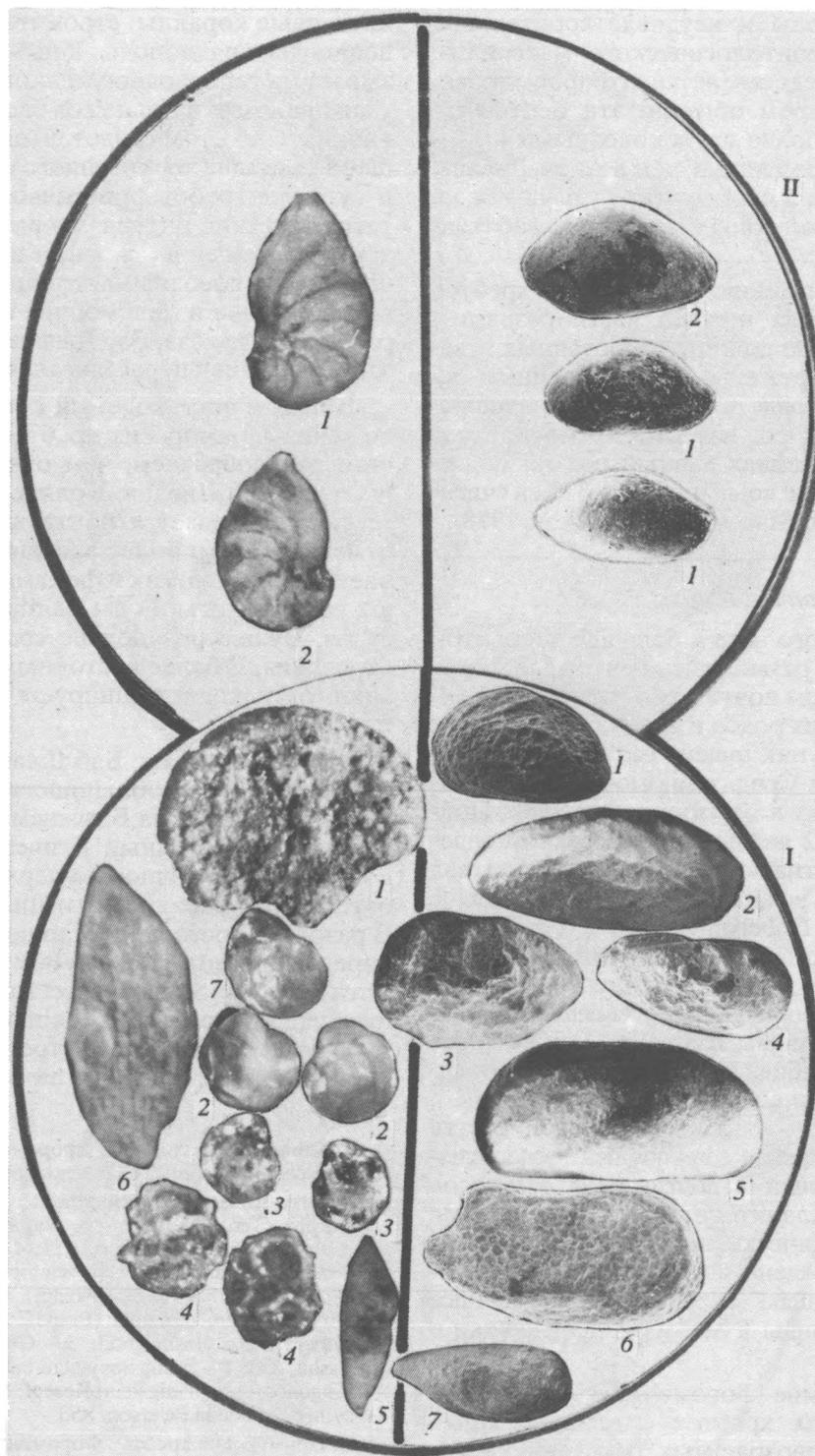


Таблица I. Ассоциации фораминифер и остракод (характерные виды) из байосских отложений Сирии.

I. Анти-Ливан. Фораминиферы: 1 – *Timidonella sarda* Bouss., Chab., Fourc., ×38; 2 – *Epistomina* sp. 1, ×38; 3 – *Lamarckella media* Kapf., ×75; 4 – *Epistomina coronata* Terq., ×75; 5 – *Citharina ksibiensis* Sossip. et Rohh., ×38; 6 – *C. naourica* Sossip. et Rohh., ×38; 7 – *Lenticulina varians* (Born.), ×38. Остракоды: 1 – *Ekythocythere shulamitae* Rosenf., Gerry, Honigst., ×56; 2 – *Ekt. dierallaensis* Basha, ×56; 3 – *Zergacythere* aff. *subiichiensis* Basha, ×60; 4 – *Glyptocythere huniensis* Basha, ×53; 5 – *Darwinula* sp., ×53; 6 – *Cytherelloidea* sp., ×53; 7 – *Monoceratina* sp., ×56.

II. Приморские хребты. Фораминиферы: 1, 2 – *Lenticulina polymorpha* (Terq.), ×75. Остракоды: 1 – *Bairdia* sp. 1, ×26; 2 – *Bairdia* sp. 2, ×26.

численны, что, однако, может быть связано с доломитизацией породы и неудовлетворительной сохранностью палеонтологического материала. В любом случае представляется, что формирование осадка, в котором обитали эти бентосные формы, связано с более глубоководными и удаленными от береговой линии, чем в Анти-Ливане, участками бассейна и скорее всего указывает на принадлежность этой зоны бассейна к эпипатриали (цирколиторали).

В байосских отложениях Приморских хребтов в глинистых прослоях нижней части разреза у с. Джейда чуть выше доломитизированных известняков были обнаружены многочисленные остатки остракод неудовлетворительной сохранности рода *Bairdia*. Этот род является космополитом. В современных бассейнах данный род не может обитать при солености воды ниже 31 - 32‰ и считается стеногалинным (Масумов, Быковская, 1978).

Батский ярус

Начиная с батского века в большей части этой акватории активно развивались бентосные фораминиферы, состоящие почти исключительно из эндемичных тетических родов и видов. Это, если так можно выразиться, пик эндемизма юрских фораминиферовых фаун Средиземноморья. Из 47 видов, присутствующих в батских отложениях Приморских хребтов, 32 являются тетическими эндемиками. Доминантная роль в сообществе принадлежит сем. *Suclamminidae* (роды *Dhrumella*, *Everticyclammina*, *Flabellaminopsis*), *Hauraniidae* (*Haurania*, *Amijiella*, *Limognella*), *Chrysalidinidae* (*Riyadhella*, *Redmondoides*, *Riyadhoides*, *Pseudomarssonella*), *Pfenderinidae* (*Paleopfenderina*, *Pfenderella*, *Sanderella*, *Satorina*, *Praekurnubia*, *Kurnubia*), *Dictyoconidae* (*Kilianina*, *Meyendorffina*, *Paracoskinolina*). В большинстве случаев численность раковин высокая, в некоторых случаях – массовая. Видовой состав многих родов (*Riyadhella*, *Redmondoides*, *Pseudomarssonella*) разнообразный и достигает 5 - 7 видов каждого рода. Планктонные фораминиферы встречаются спорадически, по-прежнему немногочисленны и представлены двумя видами рода *Globuligerina* – *G. bathoniana* (Pazdro) и *G. meganomica* K. Kuzn. Эпистоминиды и лентикулиниды редки и единичны (табл. II).

Сравнивая батские фораминиферовые сообщества Приморских хребтов с теми, которые присутствует в разновозрастных отложениях Юго-Западной Франции (Pelissie et al., 1984), можно отметить большое сходство их родового и видового составов. Размещение подобных сообществ в бассейне указанные авторы связывают с внутренней и средней инфралиторалью (сублиторалью), где в мелководных, тепловодных зонах формировались и достигали своего расцвета эти сообщества крупных бентосных фораминифер. Следует от-

метить, что попутно с ними встречаются многочисленные кораллы, строматопоры, мшанки, пелциподы, брахиоподы. Иными словами, все указывает на тепловодное мелководье. Что касается удаленности этих участков бассейна от береговой линии, то об этом свидетельствует резкое сокращение в осадке терригенного материала и полное отсутствие груботерригенных пород. Этот стратиграфический интервал в разрезах Приморских хребтов сложен в основном известняками, в том числе и мелководными, глинистые и мергельные прослой редки и маломощны и лишь в отдельных разрезах (Джейда, Баб Джанне) составляют более заметные пачки переслаивания с известняками.

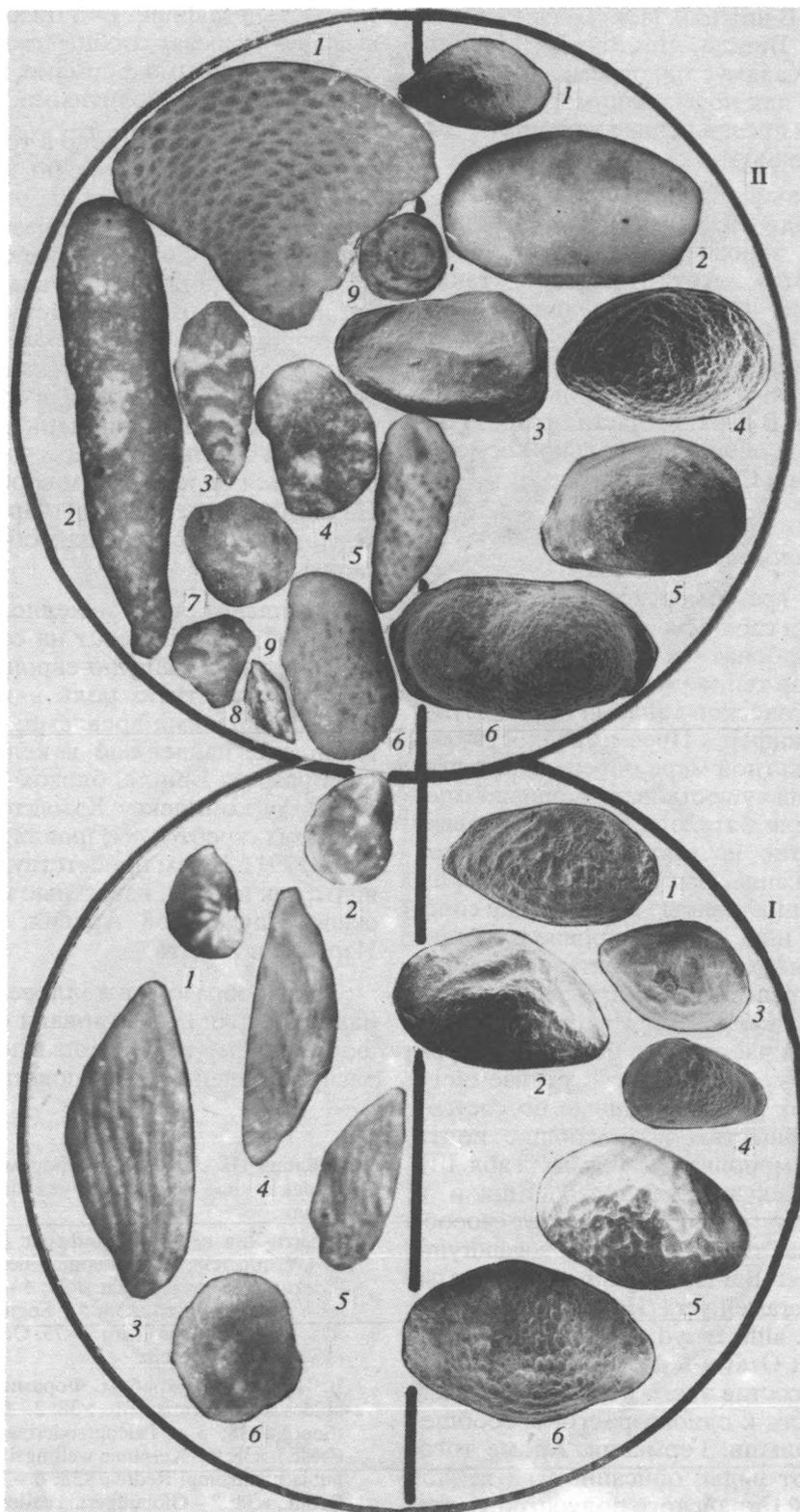
В целом остракодовый комплекс батских отложений Приморских хребтов отличается большим разнообразием, чем разновозрастные сообщества Анти-Ливана. Количество родов и видов здесь увеличивается почти вдвое. Существенно отметить, что в более западных разрезах в комплексе остракод, как и фораминифер, преобладают космополиты. Роды *Bairdia*, *Cytherella*, *Mastocyparis*, *Vuthocyparis* подчас составляют массовые скопления. В более восточных разрезах в ассоциации остракод доминируют ближневосточные формы.

В разрезах Браж, Баб Джанне и Мисиаф комплекс остракод в большинстве своем состоит из видов, известных на Ближнем Востоке (Израиль, Иордания, Восточный Египет), а также близок комплексу, найденному в верхних частях разреза батских отложений Анти-Ливана близ с. Арне. В разрезах Восточный Мариин и Кадмус к видам, определенным в упомянутых разрезах, добавляются несколько видов, известных в Европе, – *Pleurocythere favosa* Triebel, *Pl. impar* Triebel, *Fabanelia sarda* Malz. Первые два встречаются в Германии, Польше и на Украине, а последний известен из

Таблица II. Ассоциация фораминифер и остракод (характерные виды) из батских отложений Сирии.

I. Анти-Ливан. Фораминиферы: 1 – *Lenticulina polymorpha* (Terq.), ×38; 2 – *L. varians* (Born.), ×38; 3 – *Citharina chlatrata* (Terq.), ×38; 4 – *C. pseudoflabellata* Sossip. et Rohh., ×38; 5 – *C. heteropleura* (Terq.), ×38; 6 – *Globuligerina bathoniana* (Pazdro), ×38. Остракоды: 1 – *Ektyphocythere triangula* (Brand), ×56; 2 – *Glyptogocythere malzi* Basha, ×53; 3 – *Glyptocythere huniensis* Basha, ×53; 4 – *Fastigatocythere bakeri* (Basha), ×53; 5 – *Progonocythere honigsteini* Rosenf. & Gerry, ×53; 6 – *Procytheridea crassa* Peterson, ×53.

II. Приморские хребты. Фораминиферы: 1 – *Kilianina blancheti* Pfender, ×38; 2 – *Haurania deserta* Hens., ×38; 3 – *Riyadhella regularis* Redm., ×38; 4 – *Dhrumella evoluta* Redm., ×38; 5 – *Praekurnubia crusei* Redm., ×38; 6 – *Meyendorffina bathonica* Aurouze et Bizon, ×38; 7 – *Epistomina turgidula* Pazdro, ×38; 8 – *Verneuilinoides jannamensis* Grig. et K. Kuzn., ×38; 9 – *Trocholina conosimilis* Subb. et Srivast., ×38. Остракоды: 1 – *Bairdia* aff. *hilda* Jones, ×26; 2 – *Cytherella index* Oertli, ×53; 3 – *Pleurocythere impar* Triebel, ×53; 4 – *Ektyphocythere shulamitae* Rosenf. & Gerry, ×60; 5 – *Praeschuleridea homei* Rosenf. & Gerry, ×53.



байос-батских отложений Северо-Западной Сардинии (Malz et al., 1985; Triebel, 1951; Пяткова, Пермякова, 1978). В нижних частях разрезов Баб Джанне, Мисиаф, Бшили, Восточный Мариин, Вади Джаннам и Кладмус одновременно с родами, характерными для нормально-морских условий, встречаются и пресноводные эндемики (*Thegiosynoesum*, *Darwinula*).

Комплекс остракод, определенный для батских отложений Вади Джаннам, сильно отличается от остальных одновозрастных комплексов Приморских хребтов, Анти-Ливана, а также Ближнего Востока. Общими являются лишь виды-космополиты. Большинство видов из этого разреза известны в Западной Европе (*Macrodentina tenuistriata* Malz, *M. whatleyi* Kilenyi и др.) (Malz, 1958; Kilenyi, 1978). В верхних частях разреза обнаружены массовые скопления только космополитов (роды *Bairdia* и *Cytherella*).

Келловейский ярус

В келловейское время морской бассейн западной Сирии сохранил свои основные особенности – по-прежнему на карбонатной платформе существовало мелководное теплое море, благоприятное для развития тетической эндемичной фауны крупных фораминифер. Преобладание состава фауны в известной мере определялась стабильностью условий существования, однако многие характерные для батского века роды завершают свое развитие на протяжении келловей (Meyendorffina, Kilianina, Naugania, Protopenegoplis, Paracoskinolina). Существенные перестройки сообществ отмечаются и на видовом уровне в составе родов, продолжающих существовать в келловее (*Kurnubia*, *Paleopfenderina*, *Riyadhella*, *Redmondoides*, *Pseudomarssonella*). Интересно отметить, что в западной части этого бассейна, открывавшегося в сторону современного Средиземного моря, присутствуют резко отличные по составу келловейские сообщества, включающие почти исключительно космополитные формы (Табл. III). Примером могут служить разрезы Бшили и Браж, где келловейские осадки содержат своеобразные сообщества, включающие *Paleogaudryina magharaensis* Said et Barakat, *Epistomina depressa* Said et Barakat, *E. parastelligera* (Hofker), *Eoguttulina polygona* (Terq.), *E. althi* Lloyd, *E. metensis* (Terq.), *E. anglica* Cushman et Ozawa и др. Не только родовой, но и видовой состав этого комплекса указывает на его близость к одновозрастным сообществам Англии, Польши, Германии. Кроме того, здесь присутствуют виды, описанные из келловейских отложений Синайского полуострова, где, как мы отмечали для байоса и бата, доминировали широко распространенные космополитные элементы при почти полном отсутствии тетических эндемиков.

В келловейских отложениях Приморских хребтов остракоды найдены в разрезах Вади Шкейр, Восточный Мариин, Баб Джанне и Бшили. В первых двух разрезах сообщество остракод представлено эндемичными формами, а в последних двух – в основном космополитными.

В разрезе Вади Шкейр в тонких прослоях глин средней части обнаружено массовое скопление раковин пресноводных форм (рода *Thegiosynoesum*, *Bisulcosurgis*). В разрезе Восточный Мариин на границе с батскими отложениями в тонких прослоях глин обнаружены массовые скопления остракод рода *Klieana*. Этот род характерен для акватории с пониженной соленостью. По всей вероятности, в морском водоеме в центральной части Приморских хребтов в келловейское время был кратковременный период поступления пресной воды с речным стоком, давший возможность поселиться опресненным сообществам остракод. На остальной территории Приморских хребтов в келловейское время такие обстановки не наблюдались.

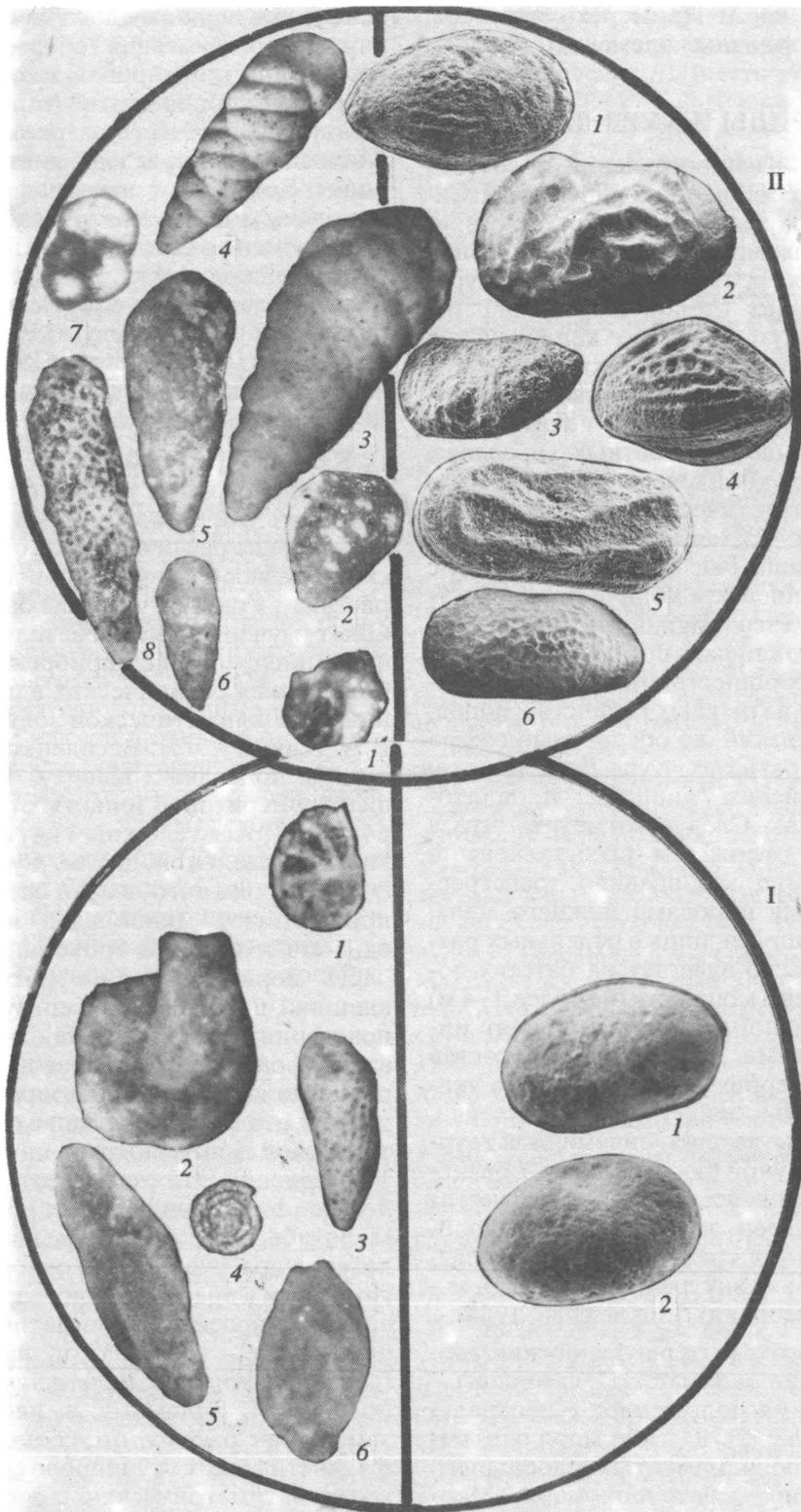
Комплекс остракод в келловее в разрезах Бшили и Баб Джанне несет на себе как ближневосточные, так и западно-европейские черты. При этом доминантную роль в комплексах играют виды с широкими ареалами, либо космополиты. Комплекс, найденный в келловейских отложениях разреза Бшили, близок по составу одновозрастному комплексу Хамактеш Хагадол и Прибрежных хребтов (Израиль) (Rosenfeld, Honigstein, 1991). В нем присутствуют как европейские виды, так и виды, известные в Танзании, Мадагаскаре, Саудовской Аравии, Иордании, Ливане, Израиле и Египте.

Таким образом, в келловейских бассейнах западной Сирии существовали оба типа сообществ фораминифер и остракод: в пером, более широко распространенном, господствовали теплолюбивые

Таблица III. Ассоциация фораминифер и остракод (характерные виды) из келловейских отложений Сирии.

I. Анти-Ливан. Фораминиферы: 1 – *Lenticulina polonica* (Wisn.), ×38; 2 – *Lituotuba nodus* Kosyr., ×38; 3 – *Praekurnubia crusei* Redm., ×38; 4 – *Spirillina eichbergensis* Kueb. et Zwingli, ×38; 5 – *Eoguttulina triloba* (Terq.), ×75; 6 – *E. oolithica* (Terq.), ×75. Остракоды: 1 – *Cytherella index* Oertly, ×56.

II. Приморские хребты. Фораминиферы: 1 – *Conogloboides scutuliformis* Seib., ×38; 2 – *Redmondoides lugeoni* (Sept.), ×38; 3 – *Paleopfenderina salemmitana* (Sart. et Cresc.), ×38; 4 – *Kurnubia wellingsi* Henson, ×38; 5 – *Kurnubia bramkampfi* Redm., ×38; 6 – *Riyadhella intermedia* Redm., ×38; 7 – *Globuligerina calloviensis* K. Kuzn., ×56; 8 – *Kurnubia variabilis* Redm., ×38. Остракоды: 1 – *Progonocythere* aff. *parastilla* Whatley, ×60; 2 – *Afrococythere faveolata* Bate, ×49; 3 – *Bythoceratina* sp., ×64; 4 – *Ekythocythere zoharensis* Rosenf., Gerty, ×60; 5 – *Cytherelloidea aazourensis* Bishoff, ×64; 6 – *Mandelstamia* sp., ×53.



вые тетические эндемики, во втором, локализованном в западной части Приморских хребтов, преобладали космополитные элементы.

ПАЛЬМИРИДЫ И КУРД-ДАГ

Завершая обзор распространения и состава фораминиферных сообществ средней юры Сирии, необходимо коснуться хотя бы кратко разрезов Курд-Дага и Пальмирид, где эти отложения имеют ограниченное распространение. В Курд-Даге, на северо-западе Сирии, фораминиферы изучены из батских и частично келловейских отложений. Этот стратиграфический интервал сложен разнообразными по составу известняками – оолитовыми, псевдооолитовыми, пелитоморфными без терригенно-карбонатных прослоев. Известняки содержат комплекс фораминифер, в котором преобладают тетические эндемики, характерные для батского времени – роды *Dhrumella*, *Protoperoplis*, *Haurania*, *Paleopfenderina*. Наряду с ними, хотя и в подчиненном количестве, присутствуют *Hauerinidae* (*Pseudosigmoilina*, *Sigmoilina*). Комплекс изучен в шлифах, поэтому количественное сравнение с сообществами из других регионов, извлеченными из рыхлых глинистых пород, провести трудно. Близкий, но обедненный состав отмечен в тех же разрезах Курд-Дага (Раджо, Смалек) в келловейских глинистых и пелитоморфных известняках. Следует отметить, что в Курд-Даге батские отложения представлены в неполном объеме. Они, как правило, трансгрессивно перекрываются породами нижнего мела. Келловей, сохранившийся лишь в отдельных разрезах, также несогласно залегает на батских породах, резко сокращен в мощности (не более 3–4 м) и по резкой эрозионной границе перекрыт нижнемеловыми породами. Литологический состав пород и отсутствие терригенного материала указывают на мелководье этих участков бассейна, что согласуется с присутствием эндемичной тетической бентосной фауны фораминифер, обитавшей в батское и келловейское время. По данным французских микропалентологов, подобные сообщества были развиты в средней юре юго-западной Франции в условиях внутренней и средней инфралиторали (сублиторали) (Pilissie et al., 1984).

Особое место в истории развития юрских морских бассейнов Сирии занимают Пальмириды – горное сооружение, расположенное в центральной части страны (рис. 2). Юрские моря охватывали эту территорию в моменты наибольшего развития трансгрессии – в бате и оксфорде. Морские отложения этих ярусов изучены в Пальмиридах в ряде разрезов, из которых наибольший интерес представляет разрез хр. Аль-Зейди, где представлены морские отложения батского яруса. Они сложены различными типами известняков: органогенно-обломочных, оолитовых, стро-

матопоровых, пелитоморфных. Прослойки терригенного материала многочисленны и составляют пачки переслаивания с известняками. Обилие терригенного материала, многочисленные следы размывов, прибрежный характер известняков, слагающих эту часть разреза, указывает на приближенные к береговой линии мелководные условия. Комплекс фораминифер, богатый в количественном и систематическом отношении, состоит почти полностью из тетических эндемиков: *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Dhrumella evoluta* Redm., *Haurania deserta* Henson, *Amijiella amiji* (Henson), *Kilianina blancheti* Pfender, *Redmondoides lugeoni* (Sept.), *R. primitivus* (Redm.) и др. Исключения представляют *Paulina paula* (Pazdro), немногочисленные виды рода *Ammobaculites*.

Как видно из приведенного выше материала, фораминиферные сообщества в юрских палеоводоемах Восточного Средиземноморья весьма существенно различаются по составу, систематическому разнообразию и количественным характеристикам в разных участках бассейна (табл. I–III). Опыт изучения последовательных рядов фацций с фораминиферами от прибрежно-морских до глубоководных океанических в пределах одной тропической климатической зоны отражен в работе В.А. Басова и Л.В. Василенко (1986). Указанные авторы приходят к выводу, что к мелководным фациям неритовой зоны тяготеют “крупные” фораминиферы со сложным внутренним строением: *Pavonitinae*, *Orbitolinidae*, *Cyclamminidae*, *Alveolinidae*. Кроме того, в этой батиметрической зоне присутствуют милиолиды, крупные нодозарииды, эпистомины и трохолины. Более глубокая часть неритовой зоны (нижняя сублитораль, внешний шельф) характеризуется присутствием нодозариид, эпистоминид, цератобулиминид и атаксофрагмиид. Наиболее наглядную схему распределения типов фауны юрских бентосных фораминифер в соответствии с широтной и батиметрической зональностью приводит В.А. Басов, 1991 (рис. 4). Эта схема соответствует распределению фораминиферных фаун в глобальном масштабе, однако, когда мы наблюдаем быстрые латеральные замещения одного типа фауны другим типом в пределах разновозрастных отложений единой широтной и климатической зоны, в нашем случае – тропической, причины этого трудно связать только с палеоклиматической зональностью. По-видимому в наблюдаемом случае замещения разных по составу сообществ или фаунистических группировок, повторяющих широтно-батиметрическую смену типов фауны фораминифер по схеме В.А. Басова, мы имеем дело как бы с уменьшенной моделью того же самого явления. Однако при этом масштаб перепада глубин и связанных с ними температур несоизмеримо менее значителен и ограничивается одним бассейном или даже небольшой его частью.

В юрских разрезах Сирии эта модель выглядит следующим образом. В низких широтах (тропическая зона) в мелководных (от 0 до 100 м – литораль и верхняя сублитораль) участках теплого моря карбонатной платформы обитали эндемичные тропические сообщества фораминифер (цикламинидово-павонитинидовый тип фауны, по В.А. Басову). Средние, южные и северные широты (субтропическая зона) охарактеризованы нодозариидово-эпистоминидовыми сообществами (одноименный тип фауны фораминифер, по В.А. Басову). В юрских бассейнах Сирии ассоциации такого состава обитали также в тепловодных морях карбонатной платформы, но в большем удалении от суши в пределах нижней сублиторали и эпибатиали на глубинах до 500 м, характеризующихся относительно низкими температурами. Как следует из анализа распределения сообществ нодозариидово-эпистоминидового типа, они являются наиболее широко пространственно распространенными, позволяют выявить bipolarность развития фораминифер в юрское время и могут рассматриваться как космополитные. Фауны, характерные для высоких широт (умеренной зоны), – нодозариидово-аммодисцидовый тип – в юрских бассейнах Восточного Средиземноморья не встречены, так же как спирилинидово-нодозариидовый тип сообществ, обитавший в области батиаля от высоких широт до экваториальной зоны на значительных (500 - 3000 м) глубинах.

Анализируя закономерности распределения фораминифер в юрских бассейнах Сирии, можно сделать вывод о том, что батиметрический и связанный с ним температурный факторы являлись важнейшими в распределении сообществ донных фораминифер.

Что касается солёности палеобассейнов, то на примере юрских акваторий Восточного Средиземноморья выявляется закономерность, прослеженная на современных фораминиферах: снижение солёности в прибрежных участках бассейна за счет выноса пресноводных потоков и появления опресненных фаций, что наблюдалось нами в ряде юрских разрезов Сирии.

В распределении остракод в юрских бассейнах Сирии наблюдается сходная с фораминиферами батиметрическая и пространственная зависимость в распределении комплексов: внутреннюю часть шельфа, более мелководную (литораль), населяли эндемичные тетические сообщества остракод, а более глубоководную, открыто-морскую, внешнюю часть шельфа (сублитораль, возможно эпибатиаля) – широко распространенные, космополитные формы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басов В.А. О некоторых особенностях географического распространения фораминифер в юрском перио-

де // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. С. 63 - 77.

Басов В.А. Палеоэкологические и палеобиогеографические построения // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 210 - 224.

Басов В.А., Вахрамеев В.А., Крымгольц Г.Я. и др. Проблема перемещения материков в юрском и меловом периодах по палеобиогеографическим данным // Палеонтология. М.: Наука, 1972. С. 104 - 113.

Басов В.А., Василенко Л.В. Микроископаемые в фациальных рядах мезозойских океанических осадков // Вопросы микропалеонтологии. 1986. Вып. 28. С. 29 - 42.

Горбачик Т.Н., Друищ В.В., Янин Б.Т. Особенности берриасского и валанжинского бассейнов Крыма и их населения // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1970. № 3. С. 16 - 25.

Кузнецова К.И., Гризалис А.А., Аджамян Ж., Халлак Л. Зональное расчленение юрских отложений Сирии по фораминиферам // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 125 - 127.

Кузнецова К.И. Эволюция юрских тетических фораминифер // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 27. № 1. С. 86 - 94.

Кузнецова К.И., Доброва М.Р. Соотношение зональных шкал юры Восточного средиземноморья по фораминиферам и остракодам // Доклады РАН. 1995. Т. 340. № 2. (В печати).

Масумов А.С., Быковская Т.А. Некоторые характерные юрские цитереллиды Туаркыра // Палеонтол. журнал. 1978. № 1. С. 114 - 126.

Пяткова Д.М., Пермьякова М.Н. Фораминиферы и остракоды юры Украины // Палеонтологический справочник. Киев: Наукова думка, 1978. 288 с.

Ascoli P. Foraminiferal and Ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada // Intern. Symp. Benthonic Foraminifera of Continent. Paleontology and Biostratigraphy, Maritime Sediments. Spec. Publ. 1976. № 1. P. 563 - 771.

Basha S.H. Ostracoda from the Jurassic System of Jordan // Rev. Espan. Micropaleontol. 1980. V. 12. № 2. P. 231 - 254.

Basha S.H. Triassic and Jurassic Microfauna from Subsurface Ruwaished Area, Northeast Jordan // Rev. Espan. Micropaleontol. 1992. V. 24. № 2. P. 19 - 28.

Gordon W. Biogeography of Jurassic foraminifera // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. V. 81. № 6. P. 1689 - 1704.

Hirsch F. Aperçu de l'histoire phanérozoïque d'Israël // J. Afric. Earth Sci. 1990. V. 11. № 1/2. P. 177 - 196.

Kilenyi T.I. The Jurassic. Part III: Callovian to Portlandian // Bate R.H., Robinson E. A Stratigraphical Index of British Ostracoda. Geol. J. Spec. Issue. 1978. № 8. P. 259 - 293.

Malz H. Die Gattung Macrodentina und einige andere Ostracoden-Arten aus dem Oberen Jura von NW-Deutschland, England und Frankreich // Abh. senckenb. naturf. Ges. 1958. V. 497. S. 1 - 67.

Malz H., Hofmann K., Radtre G., Cherchi A. Middle Jurassic of N.W. Sardinia // Senckenbergiana lethaea. 66 (3/5). 1985.

Neale J.W. Ostracods and paleosalinity reconstruction // Ostracoda in the Earth Sciences. (ed. De Deckker. P. et al.) 1988. P. 125 - 155.

Oertli H.J. Malm-Ostracoden aus dem schweizerischen Juragebirge // Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 1959. V. 83. P. 1 - 44.

Oertli H.J. On the Jurassic microfaunas of Israel; Ostracoda. In Maync W.: Microbiostratigraphy of the Jurassic of Israel // Geol. Surv. Israel. Bull. 1966. № 40. P. 10 - 22, 44 - 45.

Oertli H.J. Ostracodes du Jurassique Superieur du Bassin de Paris (Sondage Vernon) // Rev. Inst. France Pert. 1957. V. 12. P. 647 - 695.

Pelissie Th., Peybernes B., Rey J. les grands Foraminiferes benthiques du Jurassique Moyen/Superieur du Sud-Ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrenees) Interet biostratigraphique, Paleoecologique et Paleobiogeographique // Benthos'83, 2 Int. Sump. Benthic Forminifera (Pau, April 1983). 1984. P. 479 - 489.

Peterson J. Jurassic Ostracoda from the "Lower Sundance" and Rierdon Formations, Western Interior United States // Journal of Paleont. 1954. V. 28. № 2. P. 153 - 176.

Rosenfeld A., Gerry E., Honigstein A. Jurassic ostracodes from Gebel Maghara, Sinai, Egypt // Rev. Espan. Micropal. 1987. V. 19. № 2. P. 251 - 280.

Rosenfeld A., Honigstein A. Callovial-Oxfordian ostracodes from the Hamakhtesh Hagadol Section, Southern Israel // Rev. Espan. Micropal. 1991. V. 23. № 3. P. 133 - 148.

Triebel E. Einige stratigraphisch-wertvolle Ostracoden aus dem hoherem Dogger, Deutschland // Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges. 1951. nr. 485. Frankfurt am Main, p. 87 - 101.

Рецензент В.А. Басов

УДК 563.14:551.763.333(564.3)

РАДИОЛЯРИИ И СТРАТИГРАФИЯ КАМПАН-МААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО КИПРА

© 1995 г. Л. Г. Брагина, Н. Ю. Брагин

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

Поступила в редакцию 08.12.93 г.

Изучены радиолярии верхнемеловых отложений Юго-Западного Кипра – формации Каннавью (бентонитовые глины, до 100 м) и формации Катикас (гравитационные микститы, 100 - 200 м). Установлено, что в нижней части разреза формации Каннавью прослеживается радиоляриевая зона *Amphipyndax pseudocoenulus* (кампан). Отложения верхней части формации Каннавью и формации Катикас охарактеризованы ассоциацией радиолярий, характерных для зоны *Amphipyndax tylotus* (верхний кампан - маастрихт). Таким образом, возраст этих отложений, рассматривавшихся ранее как маастрихт, уточнен.

Ключевые слова. Тетис, стратиграфия, мел, радиолярии.

Верхнемеловые отложения Кипра, представляют значительный геологический интерес, поскольку именно они непосредственно перекрывают образования покровного комплекса Мамония и офиолиты массива Троодос и к ним относятся наиболее ранние толщи неоавтохтона. Информация о базальных слоях неоавтохтона имеет первостепенную важность для познания истории формирования геологической структуры Кипра. Между тем степень изученности стратиграфии этих отложений недостаточна, тем более что в них не известны находки макрофауны, очень редки остатки фораминифер и лишь радиолярии образуют достаточно представительные комплексы, которые, однако, остаются почти неисследованными. В составе верхнемеловых отложений Западного Кипра выделяются следующие толщи: формация Перапеди турон-раннекампанского возраста (Blome, Irwin, 1985; Bragin, Bragina, 1991; Thurov, 1991), представленная металлоносными умбрами и кремнями с прослоями радиоляритов и залегающая непосредственно на размытой поверхности верхних пиллоу-лав массива Троодос; формация Каннавью, представленная бентонитовыми глинами с прослоями песчаников и туфов кислого состава; формация Катикас, сложенная олистостромовыми образованиями с глинистым цементом; наконец, к маастрихту относятся базальные слои формации Лефкара (известняки и мергели). Наиболее богато охарактеризованы радиоляриями (табл. I - III) формация Каннавью и нижняя часть формации Катикас, что и определило выбор этих отложений в качестве объекта исследований. Они были изучены в двух разрезах, данные по которым приводятся ниже.

В нижнем течении р. Мавроколимбос, в 1 км выше ее устья, наблюдаются выходы пиллоу-лав,

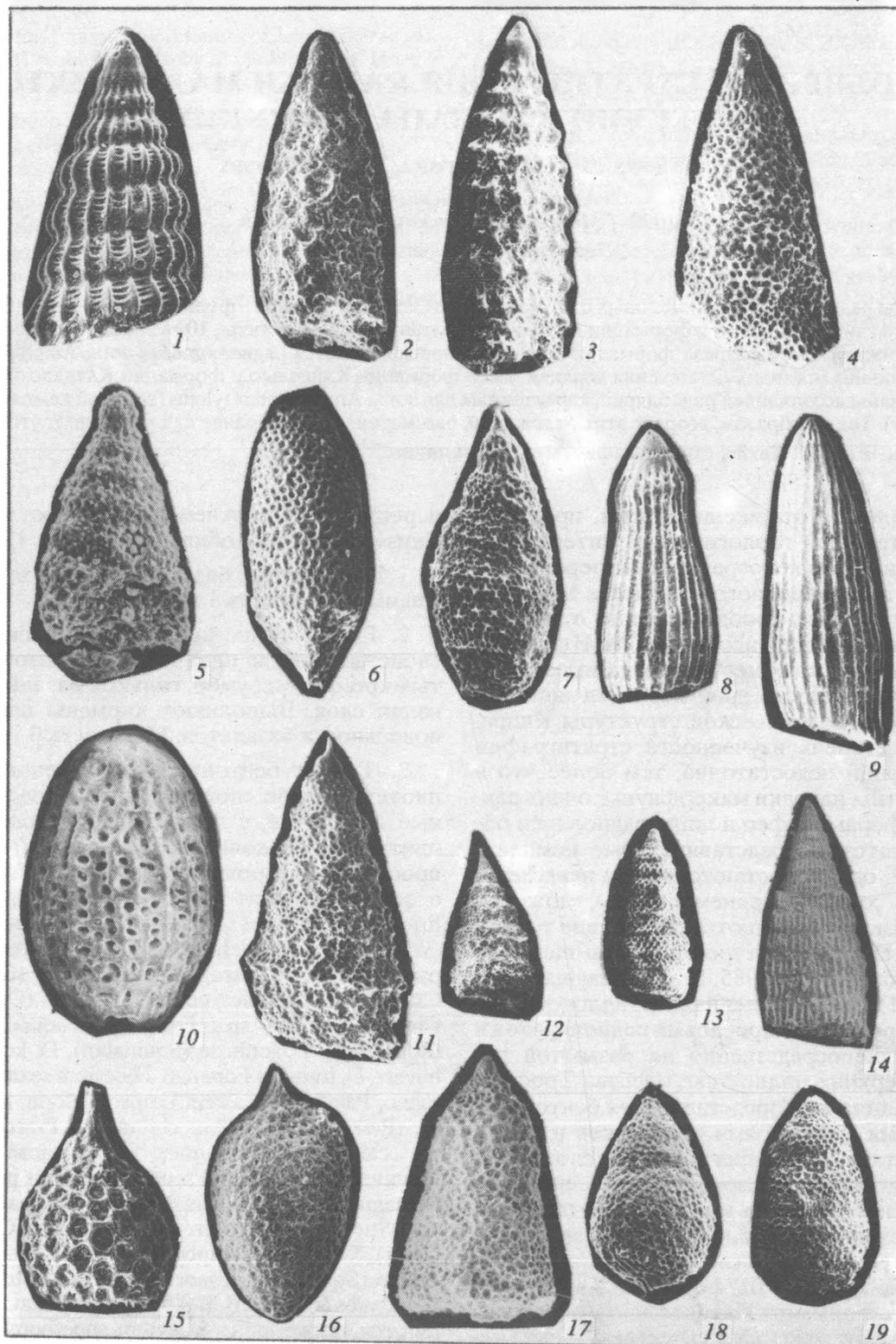
перекрытых верхнемеловыми отложениями. Снизу вверх здесь обнажаются (рис. 1):

1. Подушечные базальты, сильно выветрелые. Видимая мощность 1 м.

2. Глины темно-коричневые, рыжие, бурые, слоистые, иногда плитчатые, с линзочками желтых кремнистых умбр, галькой базальтов в основании слоя. Выполняют карманы на размытой поверхности базальтов. Мощность 0 - 1 м.

3. Глины бентонитовые, зеленовато-серые, плотные, слабо слоистые, иногда рассланцованные до плиток, с прослоями аргиллитов серых плитчатых опоконидных (20 - 30 см) и редкими прослоями алевролитов серых (до 1 см). Начиная с основания слоя встречены радиолярии *Afens lirioides* Riedel et Sanfilippo, *Alievium gallowayi* (White), *A. aff. riedeli* Pessagno, *A. sp.*, *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno), *A. stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), *Crucella sp.*, *Dictyomitra duodecimcostata* (Squinabol), *D. formosa* (Squinabol), *D. koslova* Gorbovetz, *D. torquata* Foreman, *Halesium sexangulum* Pessagno, *Patellula euessceei* Empson-Morin, *P. verteroensis* (Pessagno), *Patulibracchium sp.*, *Praeconocaryomma californica* Pessagno, *P. lipmanae* Pessagno, *P. univarsa* (Pessagno), *Pseudoaulophacus pargueraensis* Pessagno, *P. venadoensis* Pessagno, *Rhopalosyringium sp.*, *Stichomitra ex. gr. alamedaensis* (Campbell et Clark), *S. campi* (Campbell et Clark), *Thanarla ex. gr. veneta* (Squinabol), *Theocampe urna* (Foreman), *Xitus asymbatos* (Foreman). В 0.5 м от подошвы слоя появляются также виды *Alievium superbium* (Squinabol) *Crucella messinae* Pessagno, *Dictyomitra multicostata* Zittel, *Pseudoaulophacus praefloresensis* Pessagno, *Rhopalastrum cf. tumidum* Lipman, *Stichomitra cecchena* Foreman. В 1.2 м от подошвы слоя появляются виды *Amphipyndax tylotus* Foreman и *Hemicrpto-*

Таблица I



capsa cf. conara Foreman, здесь же исчезают *Alievium superbum* (Squinabol), *Crucella messinae* Pessagno, *Theocampe urna* (Foreman). Мощность 1.8 м.

4. Глины зеленовато-серые, плотные, неясно-слоистые, с частыми прослоями аргиллитов серых опоковидных плитчатых (20 - 30 см) и редкими линзообразными прослоями трепелов белых рыхлых мелоподобных. В 4 м выше подошвы слоя появляются виды *Phaseliforma laxa* Pessagno и *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno. В 5.5 м от подошвы слоя появляются виды *Crucella irwini* Pessagno и *Rhopalastrum tumidum* Lipman, здесь же исчезает *Phaseliforma laxa* Pessagno. В 6.5 м от подошвы слоя появляются виды *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *Clathropyrgus titthium* Riedel et Sanfilippo, *Crucella* cf. *cachensis* Pessagno, *Histiastrium latum* Lipman, *Prunobracchium longum* Pessagno, *Rhopalastrum* ex. gr. *ingens* Lipman, и исчезает вид *Dictyomitra multicostata* Zittel. На уровне 8 м от подошвы слоя появляются виды *Acaeniotyle* ex gr. *diaphorogona* Foreman, *A.* ex gr. *umbilicata* (Rust), *Archaeospongoprunum venadoensis* Pessagno и исчезают многие виды, появившиеся на предыдущем уровне: *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, *Crucella* cf. *cachensis* Pessagno, *Histiastrium latum* Lipman, *Prunobracchium longum* Pessagno, *Rhopalastrum* ex. gr. *ingens* Lipman. На уровне 10 м от подошвы слоя появляются *Acidnomelos* sp. и *Phaseliforma carinata* Pessagno, здесь же отмечается исчезновение следующих видов предыдущего слоя (3): *Crucella* cf. *messinae* Pessagno, *Dictyomitra duodecimcostata* (Squinabol), *Halesium sexangulum* Pessagno, *Xitus asymbatos* (Foreman). Кроме них здесь же исчезают *Acaeniotyle* ex gr. *diaphorogona* Foreman и *Rhopalastrum tumidum* Lipman. На уровне 10.5 м появляются *Histiastrium aster* Lipman, *Hemic-*

gryptocapsa conara Foreman, *Theocampe* ex gr. *ascalina* Foreman. Здесь же исчезает большая группа видов: *Acaeniotyle* ex gr. *umbilicata* (Rust), *Amphipyndax tylotus* Foreman, *Archaeospongoprunum venadoensis* Pessagno, *Clathropyrgus titthium* Riedel et Sanfilippo, *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Pseudoaulophacus praefloresensis* Pessagno, *Stichomitra* ex gr. *alamedaensis* (Campbell et Clark). Видимая мощность 13 м.

Верхняя часть формации Каннавью наблюдается в стратотипическом разрезе в районе одноименного села, здесь же обнажена вышележащая формация Катикас. Разрез представляется следующим образом (рис. 1).

1. *Формация Каннавью*. Глины бентонитовые зеленовато-серые плотные с прослоями аргиллитов опоковидных светло-серых и туфоалеволиловых зеленовато-серых. В нижней части обнажения горизонт (2 м) туфов светло-серых и белых массивных, литокластических, кислых. Выше этого горизонта в верхней части слоя встречены радиолярии: *Afens lirioides* Riedel et Sanfilippo, *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno), *A. stocki* (Campbell et Clark), *A. tylotus* Foreman, *Alievium gallowayi* (White), *A. superbum* (Squinabol), *Artostrobium* sp., *Crucella irwini* Pessagno, *Dictyomitra andersoni* (Campbell et Clark), *D. densicostata* Pessagno, *D. duodecimcostata* (Squinabol), *D. koslovae* Gorbovetz, *Euchitonia santonica* Lipman, *Phaseliforma laxa* Pessagno, *Praeconocaryomma californiensis* Pessagno, *P. universa* Pessagno, *Pseudoaulophacus pargueraensis* Pessagno, *P. praefloresensis* Pessagno, *Rhopalosyringium* sp., *Stichomitra* cf. *campi* (Campbell et Clark), *S.* ex gr. *cechena* Foreman. Видимая мощность 30 м.

2. *Формация Катикас*. Микститы с глинистым цементом, представленным глинами красно-кирпичными, сильно песчанистыми, неслоистыми. Включения неокатанные, несортированные, различных размеров: преимущественно мелкие (1 - 10 см), среди которых встречаются отдельные глыбы от 1 до 5 м в поперечнике. По составу среди включений преобладают породы комплекса Мамонья: песчаники формации Вламбурос и слюев Акамас, кремнистые породы формации Епископи, вулканиты и известняки группы Диаризос. Нижний контакт формации Катикас резкий и неровный, с карманами. В низах формации встречаются линзы (до 5 м мощности) бентонитовых глин, сходных с таковыми формации Каннавью. В них обнаружены радиолярии: *Acaeniotyle* ex gr. *diaphorogona* Foreman, *Afens lirioides* Riedel et Sanfilippo, *Alievium* sp., *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno), *A. stocki* (Campbell et Clark), *Clathropyrgus titthium* Riedel et Sanfilippo, *Dictyomitra* ex gr. *duodecimcostata* (Squinabol), *Hemicryptocapsa conara* Foreman, *Crucella latum* Lipman, *Phaseliforma laxa* Pessagno, *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *P. pargueraensis* Pessagno, *P. praefloresensis* Pessagno, *Rhopalastrum tumidum* Lipman, *Septinastrum*

Таблица I. Важнейшие виды радиолярий из разреза по р. Мавроколимбос (табл. I - III).

1 - *Dictyomitra formosa* Squinabol, обр. 36-8, зона tylotus, $\times 150$. 2 - *Amphipyndax* aff. *pseudoconulus* (Pessagno), обр. 36-8, зона tylotus, $\times 150$. 3 - *Amphipyndax pseudoconulus* (Pessagno), обр. 36-8, зона tylotus, $\times 150$. 4 - *Amphipyndax tylotus* Foreman, обр. 36-8, зона tylotus, $\times 150$. 5 - *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), обр. 36-10, зона tylotus, $\times 150$. 6 - *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), обр. 36-10, зона tylotus, $\times 150$. 7 - *Theoperidae* gen. et sp. indet., обр. 36-8, зона tylotus, $\times 150$. 8 - *Thanarla* ex gr. *veneta* (Squinabol), обр. 36-2, зона pseudoconulus, $\times 150$. 9 - *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, обр. 36-2, зона pseudoconulus, $\times 150$. 10 - *Artostrobium* sp., обр. 36-2, зона pseudoconulus, $\times 250$. 11, 12 - *Xitus asymbatos* (Foreman), обр. 36-2, зона pseudoconulus, 11 - $\times 150$, 12 - $\times 75$. 13 - *Stichomitra* sp., обр. 36-10, зона tylotus, $\times 75$. 14 - *Dictyomitra multicostata* Zittel, обр. 36-10, зона tylotus, $\times 150$. 15 - *Rhopalosyringium* sp., обр. 36-2, зона pseudoconulus, $\times 250$. 16 - *Theoperidae* (?) gen. et sp. indet., обр. 36-8, зона tylotus, $\times 150$. 17 - *Theoperidae* gen. et sp. indet., обр. 36-2, зона pseudoconulus, $\times 150$. 18 - *Stichomitra* aff. *campi* (Campbell et Clark), обр. 36-8, зона tylotus, $\times 100$. 19 - *Stichomitra campi* (Campbell et Clark), обр. 36-8, зона tylotus, $\times 100$.

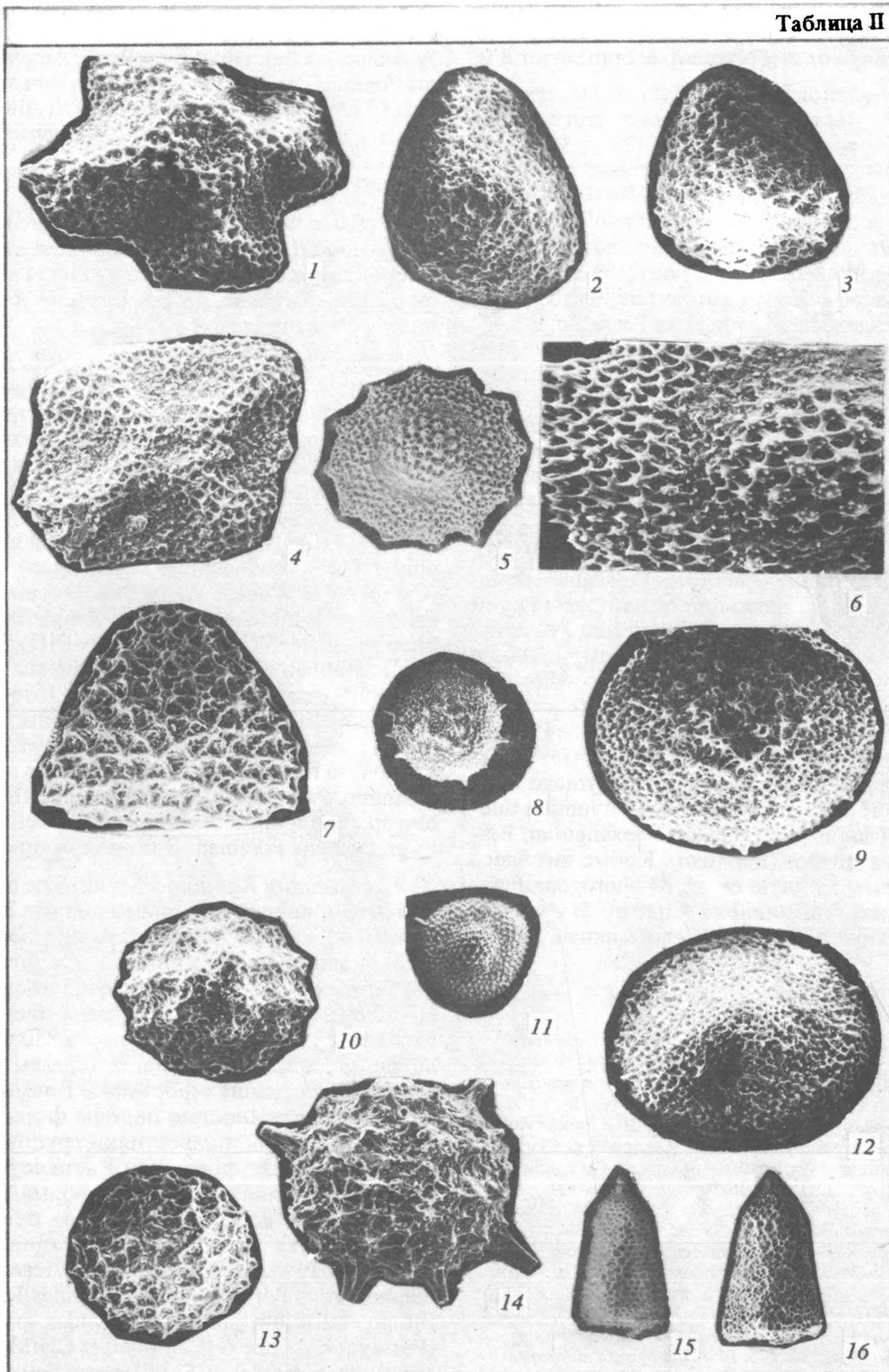


Таблица II. 1, 4 – *Crucella robusta* Bragina, sp. nov., обр. 36-8, зона tylotus, $\times 150$. 2, 3 – *Alievium* (?) sp., обр. 36-2, зона pseudocoenulus, $\times 150$. 5, 6 – *Pseudoaulophacus pargueraensis* (White), обр. 36-2, зона pseudocoenulus, 5 – $\times 150$, 6 – $\times 400$. 7 – *Alievium gallowayi* (White), обр. 36-8, зона tylotus, $\times 150$. 8 – *Patellula euesseei* Empson-Morin, обр. 36-2, зона pseudocoenulus, $\times 75$. 9, 12 – *Patellula verteroensis* (Pessagno), обр. 36-2, зона pseudocoenulus, $\times 200$. 10 – *Praeconosargomma univerna* Pessagno, обр. 36-2, зона pseudocoenulus, $\times 150$. 11 – *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, обр. 36-8, зона tylotus, $\times 75$. 13 – *Praeconosargomma californianaensis* Pessagno, обр. 36-8, зона tylotus, $\times 150$. 14 – *Praeconosargomma* (?) sp., обр. 36-2, зона pseudocoenulus, $\times 200$. 15, 16 – *Stichomitra* (?) sp., обр. 36-2, зона pseudocoenulus, $\times 75$.

dogeli Gorbovets, *Stylosphaera* ex gr. *pusilla* Campbell et Clark, *Xitus asymbatos* (Foreman). Мощность около 100 - 150 м.

3. *Формация Лефкара*. Известняки и мергели белые и светло-серые, плитчатые и комковатые, с остатками фораминифер верхнего маастрихта (заключение В.А. Крашенинникова). Видимая мощность 5 - 10 м в данном обнажении. Далее разрез надстраивается кайнозойскими карбонатными отложениями.

Таким образом, радиолярии полно характеризуют отложения формации Каннавью и низов формации Катикас, и стратиграфия этих толщ должна строиться на данных по этой группе микрофауны. В настоящее время для кампан-маастрихтского интервала в тропическом поясе океанов выделяются две зоны по радиоляриям: *Amphipyndax pseudoconulus* (кампан) и *Amphipyndax tylotus* (верхний кампан - маастрихт) (Sanfilippo, Riedel, 1985). Эти зоны прослеживаются и в кипрских разрезах.

Зона *Amphipyndax pseudoconulus* выделяется в низах слоя 3 разреза по р. Мавроколимбос. Судя по присутствию здесь видов *Afens lirioides*, *Alievium gallowayi*, *Dictyomitra koslovae*, *Pseudoaulophacus parguegaensis*, появляющихся в океанических разрезах в пределах зоны *pseudoconulus* (Sanfilippo, Riedel, 1985), можно было бы предположить, что в данном разрезе наблюдается верхняя часть зоны. Однако этому противоречит присутствие здесь же видов *Theosampe utra* и *Alievium superbum*, не характерных для верхней части зоны *pseudoconulus* (Sanfilippo, Riedel, 1985). Эта зона в разрезе по р. Мавроколимбос чрезвычайно маломощна (не более 1.2 м), что может быть истолковано как конденсированность рассматриваемых отложений, которая и могла выразиться в совместной встречаемости "разновременных" видов. С другой стороны, не исключено, что стратиграфические интервалы перечисленных видов в разрезах Кипра несколько иные, чем в океанических.

Основание зоны *Amphipyndax tylotus* уверенно выделяется по появлению вида-индекса в слое 3 разреза по р. Мавроколимбос на уровне 1.2 м от подошвы слоя. Вид-индекс и сопутствующие виды встречаются далее по всему разрезу формации Каннавью и в нижней части формации Катикас (где присутствуют линзы бентонитовых глин). Таким образом, отложения зоны *tylotus* имеют значительно большую мощность, чем слои, отнесенные к предыдущей радиоляриевой зоне *pseudoconulus*. Это также может свидетельствовать либо о сокращенности зоны *pseudoconulus* вследствие конденсированности, либо о том, что мы имеем дело с самой верхней частью этой зоны. Однако предположению о конденсированности противоречат чрезвычайно монотонность и однотипность бентонитовых глин по всему раз-

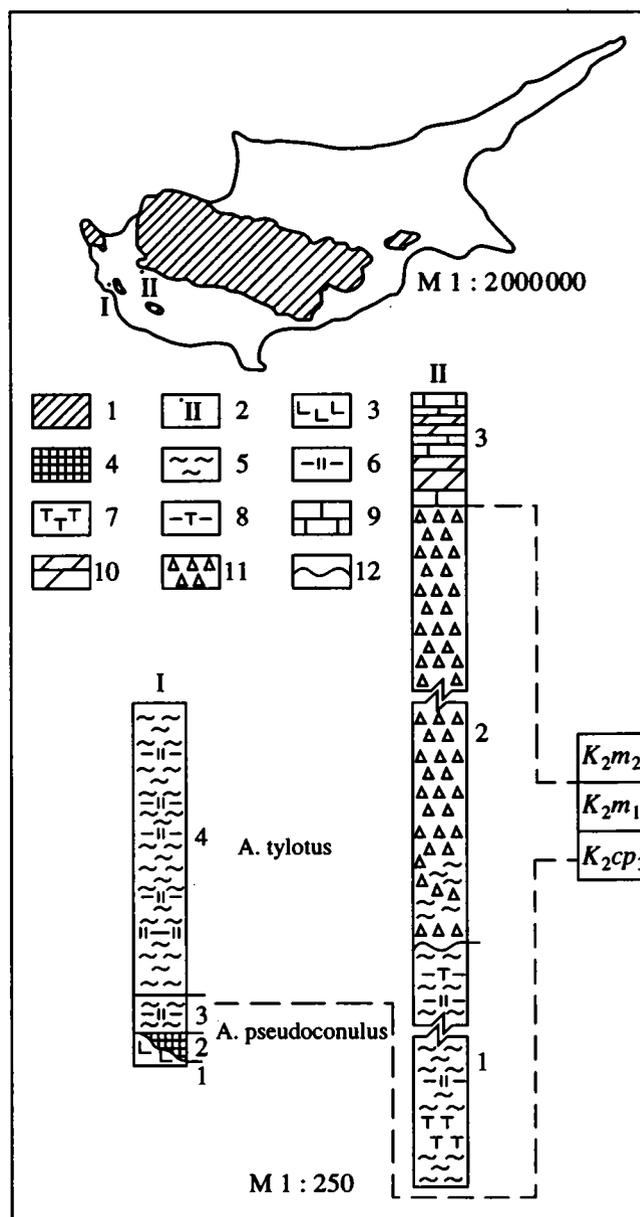


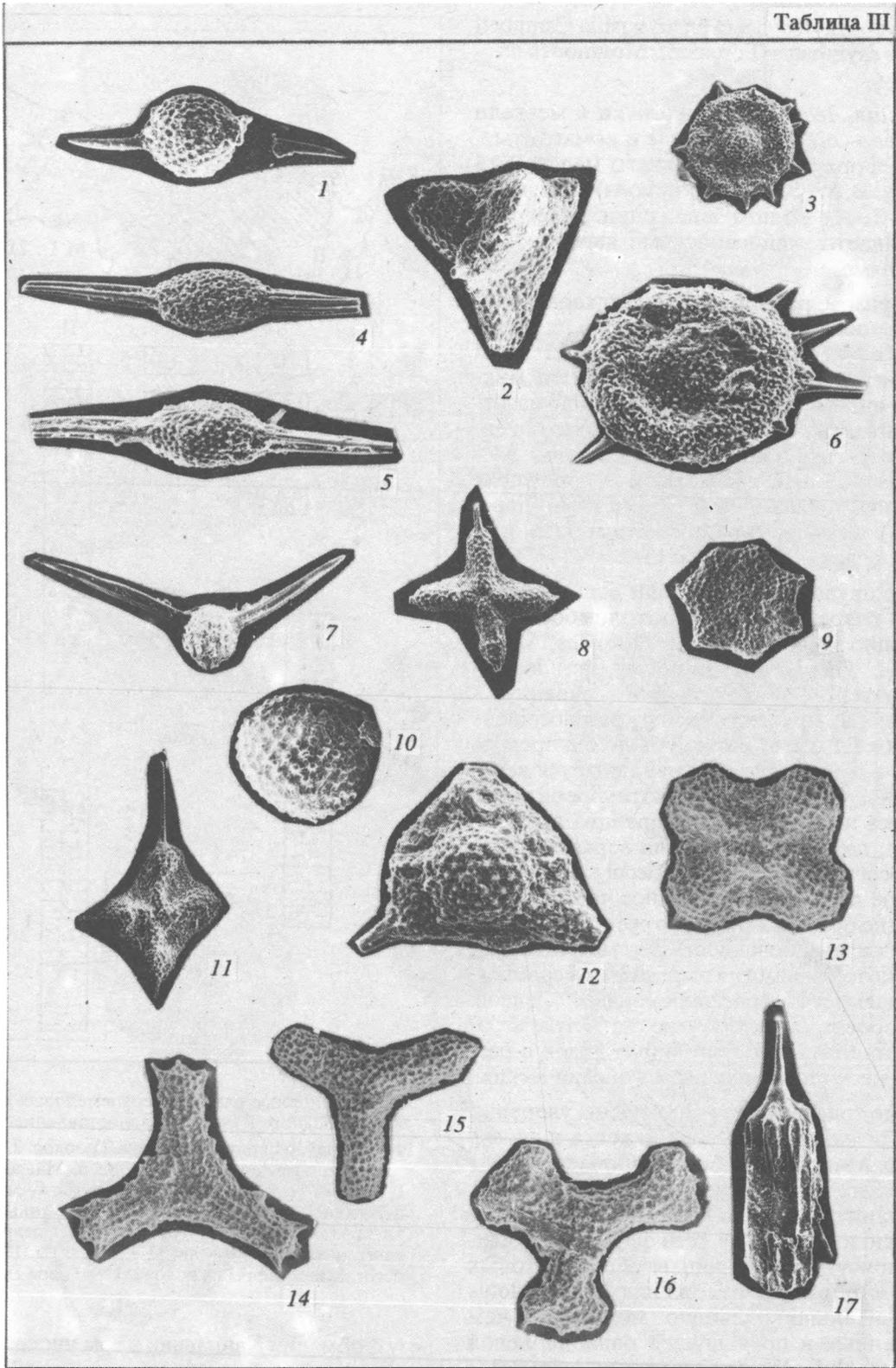
Рис. 1. Опорные разрезы верхнемеловых отложений Юго-Западного Кипра и их сопоставление.

1 - выходы офиолитов массива Троодос; 2 - местоположение разрезов (I - разрез по р. Мавроколимбос, II - разрез у с. Каннавью); 3 - базальты; 4 - металлоносные глины и умбры; 5 - бентонитовые глины; 6 - аргиллиты опоквидные; 7 - туфы; 8 - туфоалевролиты; 9 - известняки; 10 - мергели; 11 - микститы; 12 - размыв, несогласие. Цифры на колонках - номера слоев.

резу формации Каннавью, в том числе и в пределах зоны *tylotus*, где мощность велика, и отсутствуют какие-либо литологические признаки, указывающие на замедленное осадконакопление, размыв и другие явления, приводящие к конденсации.

В составе ассоциации зоны *tylotus* отмечается ряд видов, которые характерны для нижней части

Таблица III



этой зоны в океанических разрезах и вымирают в течение маастрихта (Sanfilippo, Riedel, 1985). К ним относятся *Afens lirioides*, *Alievium gallo-wayi*, *Clathropyrgus titthium*, *Dictyomitra koslovae*, *Pseudoaulophacus floresensis*, *P. pargueraensis*. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что в описанных разрезах формаций Каннавью и Катикас представлена нижняя часть данной зоны (верхний кампан - нижний маастрихт). Это подтверждается и тем, что формация Катикас (в разрезе у с. Каннавью) перекрывается верхнемаастрихтскими карбонатными отложениями. Интересно также присутствие вида *Amphipyndax pseudoconulus* по всему интервалу зоны *tylotus* кипрских разрезов. В океанах *Amphipyndax pseudoconulus* исчезает в самых низах зоны *tylotus*, не доживая, по существу, до маастрихта (Sanfilippo, Riedel, 1985). Если это так и если вид *Amphipyndax pseudoconulus* имеет на Кипре то же стратиграфическое распространение, что и в океанических разрезах, то придется признать, что, несмотря на большую мощность, отложения Кипра, охарактеризованные радиоляриевым комплексом зоны *tylotus*, соответствуют очень небольшому стратиграфическому интервалу (верхний кампан?).

Следует отметить, что радиоляриевые зоны верхнего мела океанов (Sanfilippo, Riedel, 1985) отличаются весьма значительным стратиграфическим объемом. Так, зона *Amphipyndax tylotus* охватывает стратиграфический интервал от верхнего кампана до верхов маастрихта включительно. В то же время в пределах этой зоны, а также нижележащей зоны *pseudoconulus* отмечается ряд уровней появления и исчезновения видов, среди которых, возможно, есть интересные в стратиграфическом отношении (Sanfilippo, Riedel, 1985). Дальнейшее изучение таких уровней могло бы позволить разработать новую, более подробную схему. К сожалению, в изученных разрезах из этих уровней выявляются лишь немногие, например исчезновение вида *Theosampe*

иона, совпадающее в данном слое с подошвой зоны *tylotus* (рис. 2). Такие виды, как *Afens lirioides*, *Amphipyndax pseudoconulus*, *Clathropyrgus titthium*, *Dictyomitra koslovae*, прослеживаются на протяжении всего охарактеризованного радиоляриями интервала изученных разрезов Кипра, что, как говорилось выше, может быть следствием небольшой величины этого стратиграфического интервала. Тем не менее в разрезе по р. Мавроколимбос отмечается несколько любопытных уровней (рис. 2), таких, как появление (6.5 м от подошвы сл. 3) видов *Crucella sachensis*, *Archaeospongoprunum bipartitum* и др. Для выяснения стратиграфического значения этого уровня и подобных ему требуется дополнительный материал, при этом в первую очередь надо выяснить их прослеживаемость на площади и степень изохронности.

Выявленные в разрезах Кипра радиоляриевые ассоциации являются вполне типичными для тропической области поздне меловой эпохи и характеризуются высокой степенью сходства с одно-возрастными комплексами низкоширотных областей Мирового океана (табл. I - III). Так, от 80 до 90% их таксономического состава представлены видами, известными из верхнего мела Калифорнии (Campbell, Clark, 1944; Foreman, 1968; Pessagno, 1976), а также из кампана - маастрихта центральных районов Тихого океана (Riedel, Sanfilippo, 1974; Pessagno, 1975; Foreman, 1975; Sanfilippo, Riedel, 1985). К ним относятся все обнаруженные на Кипре виды родов *Amphipyndax*, *Dictyomitra*, *Praeconosaryomma*, *Pseudoaulophacus*, а также *Afens lirioides*, *Xitus asymbatos*, *Theosampe* и другие. Вместе с тем на Кипре известно некоторое количество видов, не отмечавшихся или почти не отмечавшихся в указанных областях. Это *Histiastrum latum*, *H. aster*, *Prunobrachium longum*, *Rhopalastrum tumidum*, *R. ex gr. ingens*, известные из верхнемеловых отложений Русской плиты (Липман, 1952; Брагина, 1987), а также из верхнего мела Западно-Сибирской низменности (Козлова, Горбовец, 1966). Скорее всего, эти виды могут быть обнаружены и в океанических разрезах, во всяком случае, они не являются эндемиками эпиконтинентальных бассейнов Северной Евразии, а распространены шире. В разрезе по р. Мавроколимбос в средней части слоя 4 наблюдается небольшой (от 6.5 до 8 м выше подошвы слоя) интервал распространения некоторых из этих таксонов, а именно *Histiastrum latum*, *Prunobrachium longum* и *Rhopalastrum ex gr. ingens*, не встречающихся за его пределами (рис. 2). Учитывая небольшую количественную роль этих видов в составе комплекса, можно предположить, что проникновение их вызвано какими-то изменениями условий. К сожалению, это пока нельзя подтвердить литологически.

Полученные данные позволяют уточнить представления о возрасте формаций Каннавью и

Таблица III. 1 - *Stylosphaera pusilla* Campbell et Clark, обр. 36-10, зона *tylotus*, $\times 150$. 2 - *Clathropyrgus titthium* Riedel et Sanfilippo, обр. 36-10, зона *tylotus*, $\times 100$. 3, 6 - *Spongodiscus* sp., обр. 36-2, зона *pseudoconulus*, 3 - $\times 75$, 6 - $\times 150$. 4 - *Archaeospongoprunum tchamaensis* Pessagno, обр. 36-10, зона *tylotus*, $\times 150$. 5 - *A. salumi* Pessagno, обр. 36-10, зона *tylotus*, $\times 150$. 7 - *Acaeniotyle ex gr. diaphorogona* Foreman, обр. 36-10, зона *tylotus*, $\times 150$. 8 - *Crucella messinae* Pessagno, обр. 36-10, зона *tylotus*, $\times 75$. 9 - *Septinastrum dogeli* Gorbovetz, обр. 36-2, зона *pseudoconulus*, $\times 75$. 10 - *Alievium cf. superbium* (Squinabol), обр. 36-8, зона *tylotus*, $\times 75$. 11 - *Crucella plana* Pessagno, обр. 36-10, зона *tylotus*, $\times 75$. 12 - *Pseudoaulophacus ex gr. riedeli* Pessagno, обр. 36-8, зона *tylotus*, $\times 150$. 13 - *Crucella aff. robusta* Bragina, обр. 36-2, зона *pseudoconulus*, $\times 100$. 14 - *Halesium ex gr. sexangulum* Pessagno, обр. 36-10, зона *tylotus*, $\times 100$. 15 - *Rhopalastrum* (?) sp., обр. 36-8, зона *tylotus*, $\times 100$. 16 - *Patulibrachium* sp., обр. 36-8, зона *tylotus*, $\times 100$. 17 - *Afens lirioides* Riedel et Sanfilippo, обр. 36-10, зона *tylotus*, $\times 150$.

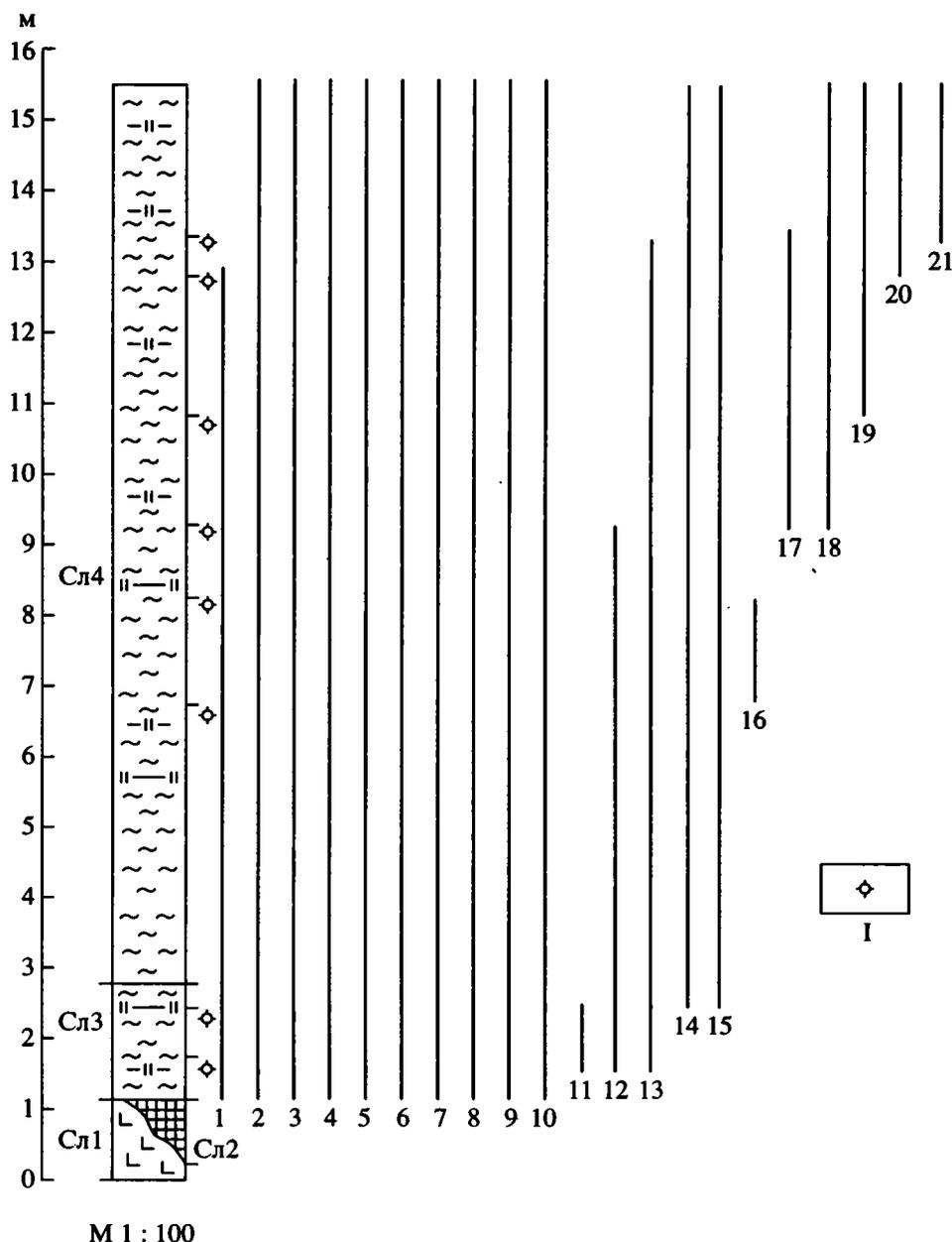


Рис. 2. Стратиграфическое распространение важнейших видов радиолярий в разрезе по р. Мавроколимбос.

1 – *Dictyomitra duodecimcostata*. 2 – *Alievium gallowayi*. 3 – *Amphipyndax pseudoconulus*. 4 – *Afens lirioides*. 5 – *Dictyomitra koslovae*. 6 – *Dictyomitra formosa*. 7 – *Dictyomitra torquata*. 8 – *Patellula verteroensis*. 9 – *Thanarla veneta*. 10 – *Theocampe urna*. 11 – *Crucella messinae*. 12 – *Dictyomitra multicostata*. 13 – *Stichomitra cechena*. 14 – *Amphipyndax tylotus*. 15 – *Hemicryptocapsa conara*. 16 – *Phaseliforma laxa*. 17 – *Chlathropyrgus titthium*. 18 – *Prunobrachium longum*. 19 – *Acaeniotyle ex gr. diaphorogona*. 20 – *Acidnomelos* (?) sp. 21 – *Theocampe ex gr. ascalia*.

I – уровень отбора радиолярий. Sl1 – Sl4 – номера слоев разрезов.

Катикас. Ранее возраст формации Каннавью рассматривался как маастрихтский, на основании присутствия *Globotruncana* (Mantis, 1970; Ealey, Knox, 1975; Blome, Irwin, 1985), или кампанский (Swarbrick, Robertson, 1980). На основании развития в разрезе этой формации двух радиоляриевых зон – *Amphipyndax pseudoconulus* и *Amphipyndax tylotus* – ее возраст следует определять в рамках стратиграфического интервала кампан – нижний ма-

стрихт (учитывая отмеченное распространение вплоть до верхов формации видов *Afens lirioides*, *Amphipyndax pseudoconulus*, *Dictyomitra koslovae* и других, вымирающих в пределах маастрихта). Возраст формации Катикас ранее рассматривался как маастрихтский (Swarbrick, Robertson, 1980). Исходя из распространения в нижней части этой формации радиоляриевого комплекса зоны *tylotus*, формально нельзя отрицать возможность на-

личия здесь верхнего кампана, и тогда эту толщу, учитывая перекрытие ее карбонатными отложениями верхнего маастрихта, можно считать верхнекампанско-нижнемаастрихтской.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Класс Radiolaria

Отряд Sponnellaria Ehrenberg, 1847

Надсемейство Spongodiscoidea, Haesckel, 1862

Род *Crucella* Pessagno, 1971

Crucella robusta Bragina, sp. nov.

Табл. II, фиг. 1, 4

Crucella aster (Lipman): Nakaseko, Nishimura, 1982, табл. 2, фиг. 9, 10.

Crucella ? sp. A: Empson-Morin, 1984, табл. I, фиг. 4, 5.

Crucella sp.: Gorka, 1989, с. 332, табл. 11, фиг. 5.

Голотип. ГИН 4839/1. Юго-Западный Кипр, нижнее течение р. Мавроколимбос, верхний кампан-маастрихт, формация Каннавью, обр. 90Б36-8.

Название от лат. *robustus* – мощный, крепкий.

Описание. *Crucella* с массивными лучами, как бы обрубленными на концах и иногда заканчивающимися небольшой короткой иглой. Хорошо развит выпуклый четырехугольный толлюс со вдавленной центральной частью. Средние части лучей также выпуклые и имеют, как и толлюс, псевдоаулофакоидное строение. Краевые части лучей обычно губчатые и могут разрастаться (в зависимости от онтогенетической стадии) до полного слияния друг с другом. Форма раковины в этом случае – квадратная, а центральные части лучей ориентированы по углам квадрата и имеют закругленные окончания.

Размеры. Ширина скелета 200 - 300 мк, длина свободных частей лучей до 60 мк, ширина лучей 60 - 100 мк.

Сравнение. От вида *Crucella sachensis* Pessagno отличается исключительной массивностью лучей, как бы обрубленных на концах. От вида *Histiastrium aster* (Lipman) отличается псевдоаулофакоидным характером строения стенки толлюса, его значительной высотой, а также вздутостью центральных частей лучей.

Материал. Несколько десятков раковин хорошей сохранности из двух местонахождений.

Распространение. Верхний мел (верхний кампан - маастрихт) Кипра (формации Каннавью и Катикас). Верхний мел океанов (Riedel, Sanfilippo, 1985, Empson-Morin, 1984).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брагина Л.Г. Сравнительный анализ комплекса радиоларий из верхнемеловых (сантонских) отложений Подмосковья // Радиоларии и биостратиграфия. Тез. докл.

IX Всесоюзн. семинара по радиолариям. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 23 - 25.

Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиоларии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. 1966. Вып. 248. 159 с.

Липман Р.Х. Материалы к монографическому изучению радиоларий верхнемеловых отложений Русской платформы // Палеонтология и стратиграфия. Л.: Наука, 1952. С. 24 - 51.

Blome Ch.O., Irwin W.R. Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman // Geology. 1985. V. 13. № 6. P. 401 - 404.

Bragin N.Yu., Bragina L.G. Radiolarian biostratigraphy of Troodos Upper Cretaceous sediments (Cyprus) // Internrad VI (Sixth meeting of the International association of radiolarian paleontologists). Universita degli studi di Firenze. 1991. P. 17.

Campbell A.S., Clark B.L. Radiolaria from the Upper Cretaceous of middle California // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1944. № 57. P. 1 - 61.

Ealey P.J., Knox G.J. The pre-Tertiary rocks of S.W. Cyprus // Geol. en Mijnbouw. 1975. V. 54. P. 85 - 100.

Empson-Morin K.M. Depth and latitude distribution of Radiolaria in Campanian (Late Cretaceous) tropical and subtropical oceans. // Micropaleontology. 1984. V. 30. № 1. P. 87 - 115.

Foreman H. Upper Maastrichtian Radiolaria of California // Paleontol Spec. Pap. 1968. № 3. P. 1 - 82.

Foreman H. Radiolaria from the North Pacific, Deep sea drilling project, Leg 32 // Initial Rep. of the DSDP. Washington. 1975. V. 32. P. 579 - 676.

Gorka H. Les radiolaires du Campanien inferieur de Cracovie (Pologne) // Acta Palaeontol. Polon. 1989. V. 34. № 4. P. 327 - 354.

Mantis M. Upper Cretaceous-Tertiary foraminiferal zones in Cyprus // Ephitris. 1970. V. 3. P. 227 - 241.

Nakaseko K., Nishimura A. Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan // J. Geosci. Osaka City Univ. 1982. V. 3. № 4. P. 133 - 203.

Pessagno E.A., Jr. Upper Cretaceous Radiolaria from DSDP Site 275. // Initial Rep. of the DSDP. Washington. 1975. V. 29. P. 1011 - 1029.

Pessagno E.A., Jr. Radiolarian zonation and stratigraphy of Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // Micropaleontology. Spec. publ. 1976. № 2. P. 1 - 96.

Riedel W.R., Sanfilippo A. Radiolaria from the Southern Indian Ocean, DSDP Leg 26 // Initial Rep. of the DSDP. Washington. 1974. V. 26. P. 771 - 813.

Sanfilippo A., Riedel W.R. Cretaceous radiolaria // Plankton stratigraphy. Cambridge University Press. 1985. P. 631 - 712.

Swarbrick R.E., Robertson A.H.F. Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus // Geol. Mag. 1980. V. 117. № 5. P. 547 - 563.

Thurrow J. Upper Cretaceous radiolarians from Cyprus – evidence for increased productivity/preservation during global paleoceanographic events // Internrad VI (Sixth meeting of the International association of radiolarian paleontologists). Universita degli studi di Firenze. 1991. P. 81.

Рецензенты К.И. Кузнецова, И.А. Басов

УДК (550.83 + 551.7): 551.722.11.2 (479.22)

ВОЗРАСТ НАЦХОРСКОЙ И ШИРАКСКОЙ СВИТ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ И ПРОБЛЕМА ГРАНИЦЫ МИОЦЕНА И ПЛИОЦЕНА (ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И СТРАТИГРАФИЯ)

© 1995 г. Г. З. Гурарий,* И. А. Кудашева,* В. М. Трубихин,*
А. Г. Фейн,** С. В. Шипунов*

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

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

Поступила в редакцию 27.12.93 г.

Проведено палеомагнитное и стратиграфическое изучение терригенных комплексов осадков, распространенных в Центральной и Восточной Грузии между сарматом и акчагылом. Установлено, что отложения, выделяемые здесь под названием ширакской и нацхорской свит, одновозрастны и в наиболее полных разрезах отвечают мзотису, понту и отложениям азовского горизонта Черноморского бассейна. Сопоставление с магнитостратиграфической шкалой показывает их соответствие – 5 - 6 палеомагнитным эпохам и низам эпохи Гильберт по эпизод Твера включительно. Если принимать границу миоцена и плиоцена как границу мзотиса и понта, то установление ее во всей полосе развития изученных отложений связано со значительными трудностями, так как ее придется проводить в генетически единой, однородной толще осадков.

Ключевые слова. Магнитостратиграфия, стратиграфия, неоген, Паратетис, Понто-Каспий, мессиний, мзотис, понт, ширакская свита, нацхорская свита, граница.

ВВЕДЕНИЕ

В южной части Палеокаспия между сарматом и акчагылом широко распространены комплексы терригенных отложений, известных в литературе под названиями нацхорской и ширакской свит, ленгезбизских песчаников и другими. Обычно эти образования не содержат палеонтологических остатков и оценки их возраста колеблются от позднего сармата до среднего плиоцена включительно (Ализаде, Асадуллаев, 1972, Булейшвили, 1960). Между тем вопросы времени их образования, взаимной корреляции и сопоставления с аналогичными отложениями других регионов и магнитохронологической шкалой достаточно актуальны в свете проблемы границы между миоценом и плиоценом (Невеская и др., 1984).

В настоящей статье приведены результаты палеомагнитного и стратиграфического изучения разрезов ширакской свиты Восточной Грузии (Кахети) и нацхорской свиты Центральной Грузии (Картли).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для палеомагнитных исследований были выбраны три разреза ширакской свиты в долине реки Иори и разрез нацхорской свиты на левобережье реки Куры (рис. 1). Выбор этих разрезов обуславливался их большой мощностью и полно-

той (разрезы Эльдар и Каспи – рис. 1 – точки 4, 1) и наличием фауны (разрез Дзедзвтахеви – рис. 1 - 2). Разрез Коцахурискеди (рис. 1 - 3) является промежуточным между разрезами Эльдар и Дзедзвтахеви. Мощность изученных разрезов составляет около 1100, 700, 400 и 200 м соответственно. Палеомагнитные образцы в виде штуфов отбирались вручную с интервалом 10 - 20 м. После лабораторного изучения первичной коллекции из вызывающих интерес частей разреза образцы отбирались повторно с уменьшенным интервалом (1 - 2 м). В целом ряде случаев интервал отбора уменьшался для более точной привязки палеомагнитных границ. В результате при общей мощности изученных разрезов – 2.5 км из них было отобрано 550 штуфов, из которых были изготовлены кубические образцы с размером по ребру 2.0 см. Из каждого штуфа выпиливалось 4 образца. Параллельно с отбором штуфов проводилось детальное послойное описание разрезов.

В лаборатории проводились магнитоминералогические исследования для определения состава магнитных минералов, носителей естественной остаточной намагниченности (NRM). Для этого определялись зависимость величины изотермической остаточной намагниченности (IRM) от постоянного магнитного поля (H) (до достижения насыщения – SIRM), остаточная коэрцитивная сила (Hcr), проводились ступенчатый термо-

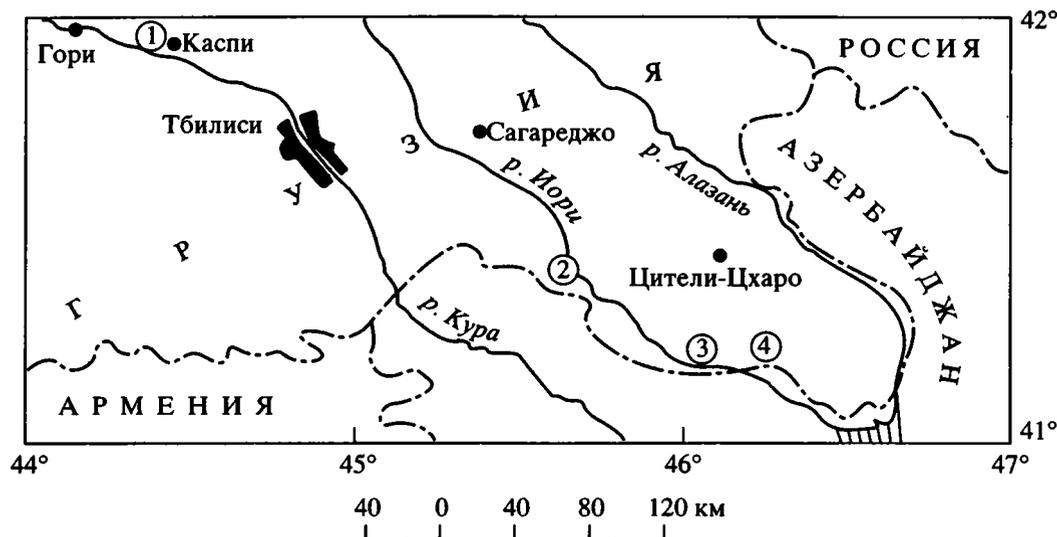


Рис. 1. Расположение разрезов.

Разрезы: 1 – Каспи-1, 2 – Дзедзватахеви, 3 – Коцахурискеди, 4 – Эльдар-3.

магнитный анализ SIRM (Т), термомагнитный анализ SIRM (Т) и SIM (Т), определялось изменение SIRM и Hcr при ступенчатом нагреве образцов. Кроме того, изучалось изменение вдоль исследованных частей разреза магнитной восприимчивости и проводился просмотр прозрачнополированных шлифов. Следует отметить, что весь этот комплекс использовался при изучении отдельных интервалов разреза Эльдар, выбранного нами в качестве эталонного (в основном для участков разреза, на которых изучалась тонкая структура геомагнитного поля). Крайняя однородность пород, слагающих остальные части этого разреза, и другие разрезы позволяет, с известной осторожностью, распространить на них сделанные при этом выводы.

Для выделения характеристической компоненты NRM–ChRM, на основании которой строились последующие выводы, использовалась термочистка в печи, помещенной в двойной экран из μ -металла. Для выбора температуры чистки использовались данные полного ступенчатого размагничивания лидирующей коллекции. После анализа результатов массовой чистки при $T = 250^\circ - 280^\circ\text{C}$, проводилось полное терморазмагничивание образцов, результаты по которым не позволяли однозначно определить знак NRM. Из каждого штуфа чистка проводилась для двух образцов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Магнитная минералогия и природа ChRM

Результаты магнитоминералогических исследований позволили нам заключить: 1 – основной ферромагнитный минерал в изученных осадоч-

ных породах – магнетит, иногда – окисленный магнетит; 2 – изученный разрез довольно однороден в отношении ферромагнетика. Эти выводы подтверждаются данными по величине Hcr (18 - 30 мТ) и изучением шлифов. При этом форма зерен магнетита и их соотношение с зернами вмещающих минералов свидетельствуют, скорее всего, о детритной природе магнетита (во всяком случае магнетита размером 10 мкм и более), т.е. о возможной ориентационной природе основной древней части NRM. В то же время наличие окисленных зерен магнетита (а в ряде случаев, возможно, и гематита) позволяет ожидать в некоторых интервалах разреза (разрезов) выделение в качестве ChRM сложной намагниченности, включающей первичную и вторичную (времени окисления) компоненты. Полнее об этом сказано в работах (Гурарий, Кудашева. В печати).

Результаты термочистки

На рис. 2 представлены результаты полного размагничивания NRM. Видно, что характерная намагниченность выделяется при нагреве образцов до $200^\circ - 250^\circ\text{C}$. До этого разрушается вязкая намагниченность. Выделяемая таким образом ChRM, на основании описанных ранее данных, может считаться DRM, т.е. отражает поле времени образования пород. Все остальные образцы были прогреты до $T = 250^\circ - 280^\circ\text{C}$. Полученные данные представлены на рисунках 3 - 5. Из этих рисунков видно, что в ряде случаев намагниченность отдельных штуфов имеет промежуточное направление, отражающее наличие вторичных компонент намагниченности. Вторичная намагни-

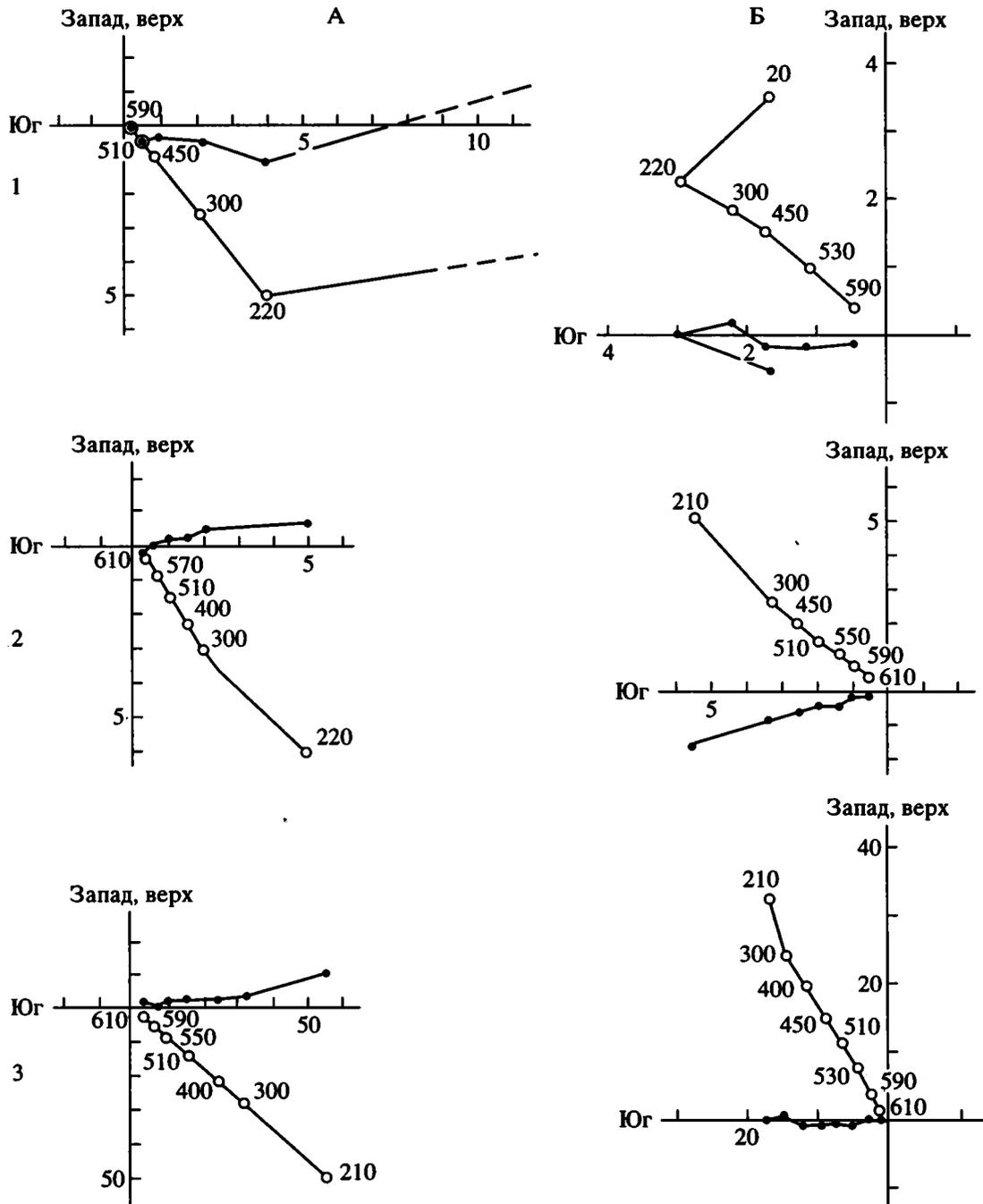


Рис. 2. Ортогональные векторные диаграммы полного терморазмагничивания. 1 – Каспи-1, 2 – Дзедзвтахеви, 3 – Эльдар-3. Открытые и заштрихованные кружки – проекции на вертикальную и горизонтальную плоскости. А, Б – для образцов из зон прямой и обратной полярности. Все значения – после введения поправки за наклон пластов. Интенсивность намагниченности – в 10^{-3} Am^{-1} .

ченность, очевидно, отражает время окисления магнетита и разрушается при термочистке одновременно с первичной компонентой (их блокирующие температуры перекрываются). В связи с этим направление ChRM таких образцов может быть проинтерпретировано лишь с учетом данных, полученных по соседним уровням отбора.

Результаты стратиграфического и палеомагнитного изучения разрезов

Наиболее полный разрез ширакской свиты – Эльдар-3 расположен на левом берегу реки Иори, в низкотерритории, окружающем с северо-запада Эльдарскую степь. Здесь на фаунистически охарактеризованных пестроцветных глинах и песчани-

как эльдарской свиты верхнего сармата с угловым несогласием и размывом залегает мощная толща терригенных отложений ширакской свиты. В нижней части разреза элементы залегания пород – азимут падения 355° , угол падения 32° , а в подстилающих породах эльдарской свиты – азимут падения 334° , угол падения $40^\circ - 42^\circ$. Общая мощность отложений ширакской свиты в данной разрезе несколько превышает 1000 м, и поэтому разрез, представляющий собой довольно пологую моноклинал, имеет очень большую протяженность. Элементы залегания по разрезу меняются, постепенно выполаживаясь к кровле разреза до 22° при том же простирании. Перекрываются отложения ширакской свиты, также с угловым несогласием и размывом, конгломератами акчагыла. Разрез практически не охарактеризован фауной. Лишь на уровне около 500 м от кровли встречаются отпечатки унионид плохой сохранности.

Приводить полное послойное описание километрового разреза в данной статье не представляется возможным и не рационально ввиду удивительного однообразия ширакской свиты. Разрез можно представить в виде достаточно однородной последовательности ритмопачек в среднем около 40 - 50 м мощности. Для примера приведем описание двух ритмопачек в нижней и верхней частях разреза.

На глубине около 770 м от кровли разреза (ритмопачка 4) снизу вверх обнажаются.

1. Серые грубо и среднезернистые песчаники 3 - 4 м.
2. Зеленовато-бурые алевролиты с прослоями песков 22 м.
3. Прослой серого крупнозернистого плотного песчаника 0.5 м.
4. Буровато-серые песчаные алевролиты 7 - 8 м.

Общая мощность ритмопачки около 35 м.

На глубине примерно 230 м от кровли разреза (ритмопачка 16) снизу вверх обнажаются.

1. Серые грубозернистые песчаники 2 м.
2. Пестрые голубовато и желтовато-серые алевролиты 25 м.
3. Серые среднезернистые песчаники с прослоями желтовато-бурого песчанистого алевролита 4 м.
4. Пестрые голубовато и желтовато-серые алевролиты 35 м.
5. Буровато-серые крупнозернистые песчаники 1 - 3 м.
6. Серые сильно песчаные алевролиты (до супесей) с прослоями плотных серых песчаников 13 м.

Общая мощность ритмопачки около 80 м.

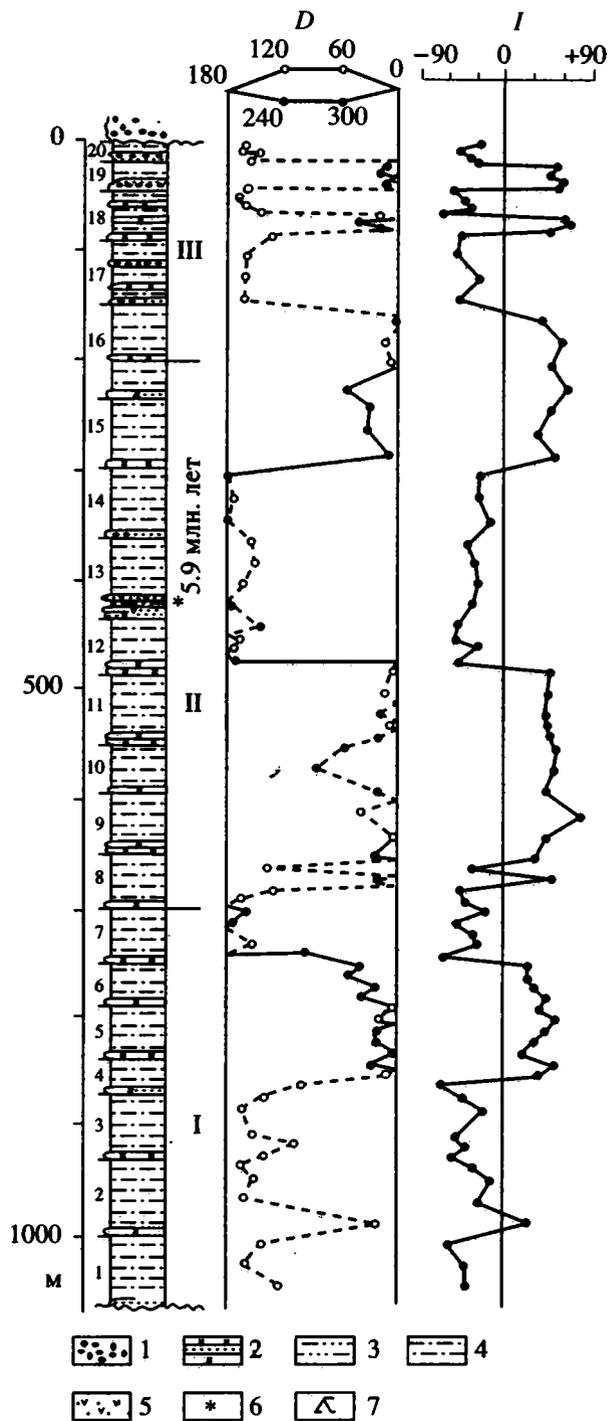


Рис. 3. Разрез Эльдар-3 (ширакская свита).

1 – конгломераты и брекчии; 2 – пески и песчаники; 3 – песчаные алевролиты; 4 – алевролиты; 5 – пеллы; 6 – трекровая датировка; 7 – местонахождение позвоночных. Слева от разреза – номера ритмопачек, справа – осадочных комплексов.

Подобного рода ритмопачки (в дальнейшем ритмы) и формируют разрез в целом (рис. 3). Однако разрезу присущи и более общие закономерности. Оценка песчанности разреза проводи-

лась по соотношению мощностей песчаников (конгломератов) и алевролитов для каждого ритма. Прежде всего необходимо отметить общий рост грубозернистости материала вверх по разрезу. Если в нижней части мы имеем дело, в основном, со средне- и крупнозернистыми песчаниками, то в верхней части преобладают грубозернистые песчаники и конгломераты, а сами алевролиты от глинистых разностей изменяются до сильно песчаных (вплоть до супесей). Кроме того, песчанность испытывает по разрезу колебания, по которым он грубо разбивается на три части. Минимумы песчанности – около 5, 7 и 9% падают на самую нижнюю часть разреза и ритмы 8 и 16 соответственно. Максимумы песчанности достигают примерно 20, 25 и 35% для ритмов 5, 13 и 17 соответственно. Таким образом, толща осадков ширакской свиты в разрезе Эльдар-3 может быть подразделена на три осадочных комплекса, вероятно отвечающих трем этапам активизации тектонических движений в регионе и, соответственно, трем этапам активизации осадочного процесса.

Из особенностей описываемого разреза необходимо, по-видимому, отметить, во-первых, появление в нижней части среднего комплекса ярко окрашенных (красно-бурые, сизо-серые) пачек алевролитов и, во-вторых, наличие в средней части того же комплекса (ритм 13) прослоя серого вулканического пепла. Пепел этот был датирован трековым методом (Чумаков и др., 1992). Возраст его, в зависимости от использования различных констант скорости спонтанного деления урана, может быть оценен примерно в 7.1 или 5.9 млн. лет.

Палеомагнитное изучение разреза показало, что верхние 150 - 160 м разреза (ритмы 17 - 20) намагничены в основном обратно – блок А, с двумя горизонтами (двойным горизонтом) прямой полярности в интервале 25 - 80 м от кровли разреза. Ниже следует зона, мощностью около 500 м (ритмы 9 - 16), которую можно рассматривать как зону прямой полярности – блок В, с мощным горизонтом обратно намагниченных пород в интервале 305 - 475 м от кровли разреза. И наконец, еще ниже следует зона преимущественно обратно намагниченных пород – блок С, мощностью 400 м (ритмы 1 - 8), с горизонтом прямо намагниченных пород в интервале примерно 750 - 850 м от кровли разреза.

Следующий разрез – Коцахурискеди расположен в 20 км западнее, на южном склоне одноименного хребта, на левом берегу реки Иори. Здесь, под конгломератами акчагыльского возраста, залегает пачка суглинков с нижнепоратскими унионидами. Именно эти суглинки с несогласием и перекрывают отложения ширакской свиты. Общая мощность изученного в данном месте

разреза около 200 м. Ниже не обнажено, так как ширакские отложения перекрываются аллювием реки Иори. Элементы залегания ширакских пластов: азимут падения 0° , угол падения 20° . Характер ширакских отложений здесь в общем такой же, как и в предыдущем разрезе, отличаясь лишь несколько меньшей песчанностью – около 13% для разреза в целом. Палеомагнитные исследования показывают, что разрез можно рассматривать как зону прямой полярности, вероятно, аналогичную блоку В предыдущего разреза, с горизонтом обратно намагниченных пород мощностью около 50 м в интервале от 80 м до 130 м от кровли разреза (рис. 4).

Еще примерно в 40 км северо-западнее на правом берегу р. Иори расположен разрез Дзедзтвахеви, в котором обнаружено крупное местонахождение остатков позвоночных (Векуа и др., 1988). Здесь, так же как и в разрезе Эльдар, ширакские отложения несогласно залегают на пестроцветных глинах эльдарской свиты верхнего сармата и с несогласием и размывом перекрываются конгломератами акчагыльского возраста. Самая нижняя часть разреза, к сожалению, обнажена фрагментарно и поэтому не изучена. Выше обнажается толща песчаников и алевролитов мощностью около 400 м. Разрез представляет собой пологую моноклинал с элементами залегания: азимут падения 22° , угол падения 21° . Так же, как и в разрезе Эльдар, вверх по разрезу растет грубозернистость отложений, образующих последовательные ритмопачки (рис. 4). Результаты палеомагнитных исследований позволяют параллелизовать эти разрезы, поэтому мы можем привести описание ритма, примерно синхронного с таковым в разрезе Эльдар – ритмопачка 16, в интервале 150 - 230 м от кровли разреза.

В разрезе Дзедзтвахеви, в интервале примерно 40 - 90 м от кровли (ритм 8), снизу вверх обнажаются.

1. Массивные грубозернистые желтовато-серые песчаники с караваеобразной отдельностью 2 - 3 м.
2. Желтовато-серые песчаные алевролиты 3 м.
3. Серые крупнозернистые пески и песчаники 2 м.
4. Светло-серые алевролиты 5 - 6 м.
5. Желтоватые супеси, вязкие, с большим количеством пелитового материала и многочисленными остатками позвоночных 2 - 2.5 м.
6. Пестрые голубовато-серые и желтовато-серые алевролиты 17 - 18 м.
7. Переслаивание серых песчаных алевролитов и желтовато-серых крупно- и среднезернистых песков 14 - 15 м.

Общая мощностью ритмопачки около 50 м.

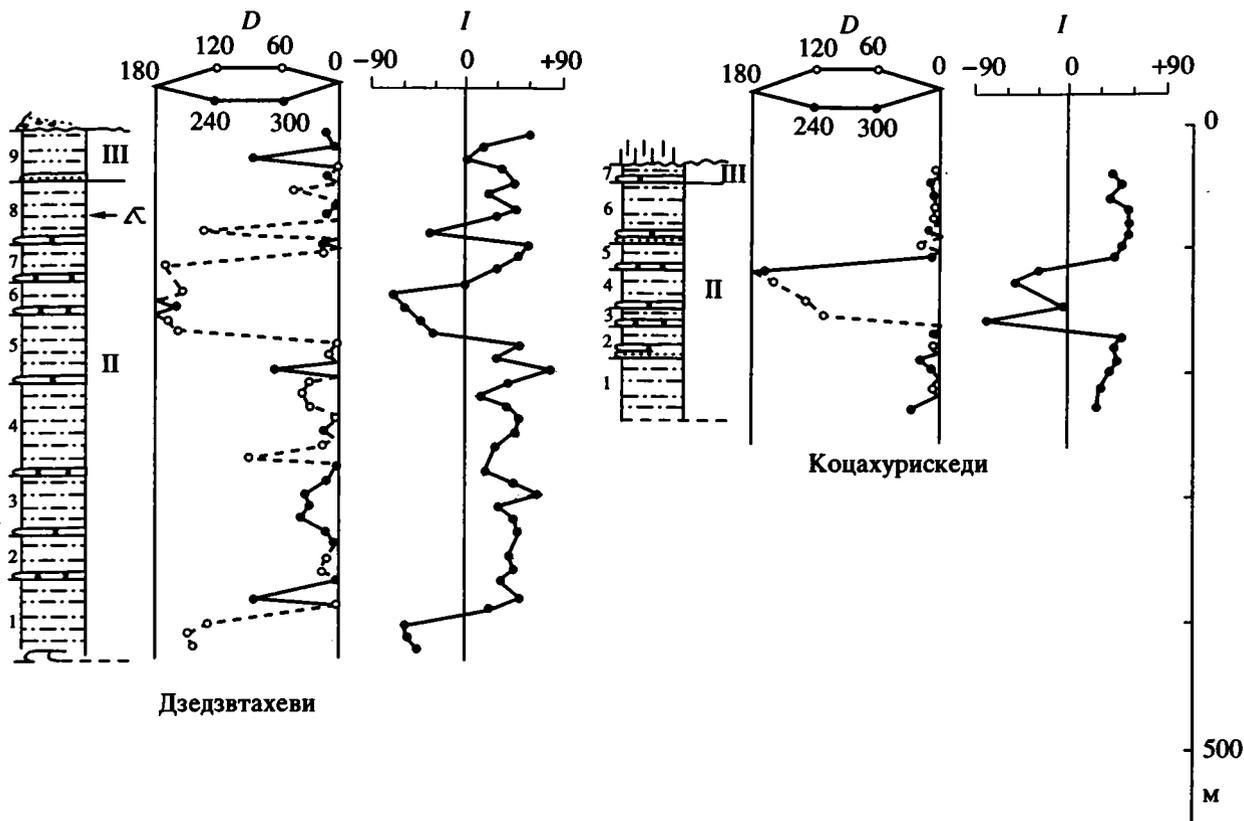


Рис. 4. Разрезы Дзедзвтахеви и Коцахурискеди (ширакская свита). Условные обозначения – см. рис. 3.

Колебание песчанности по разрезу дает следующую картину: в нижней части около 10%, далее песчанность растет, достигая в ритмах 7 и 8 почти 20%, а в ритмопачке 9 вновь снижается до 13 - 14%. Палеомагнитные исследования показали, что верхние 360 м разреза (ритмы 2 - 9) сложены в основном прямо намагниченными породами. Лишь в интервале 120 - 180 м от кровли разреза выделяется горизонт обратной полярности. По-видимому, мы имеем здесь дело с тем же блоком В, что и в двух предыдущих разрезах, что хорошо согласуется с характером изменения песчанности вверх по разрезу. Нижняя часть разреза намагничена обратно (начало блока С).

Имеющаяся в разрезе фауна позвоночных (в основном млекопитающих) позволяет датировать развитый здесь комплекс ширакских отложений мэотисом-понтон (Векуа и др., 1988).

Разрез нацхорской свиты был изучен на левом берегу реки Куры, в 5 - 6 км западнее города Каспи. Здесь на фаунистически охарактеризованных бурых глинах среднего сармата с угловым несогласием и разрывом залегает толща терригенных отложений, литологически подобных вышеописанным отложениям ширакской свиты. Элементы залегания сарматских глин: азимут падения 20°, угол падения 52°, а вышележащих пород нацхорской свиты – 20° и 45° соответственно.

Общая мощность собственно нацхорской свиты – около 700 м. Фауна в этих отложениях не встречается. Перекрываются нацхорские отложения толщей конгломератов, супесей и алевролитов, слабая степень консолидации и дислоцированности которых говорит, скорее всего, о их позднеплиоценовом возрасте. Нацхорская свита в разрезе Каспи представляет собой груборитмичную толщу серых песчаников, буровато и зеленовато-серых алевролитов, а в верхней части – и сильнопесчаных алевролитов и конгломератов (рис 5). Грубость терригенного материала, как и в ранее описанных обнажениях, возрастает вверх по разрезу. Для примера приведем описание ритмопачки из верхней части разреза.

В интервале 35 - 70 м от кровли разреза (ритм 13) снизу вверх обнажаются.

1. Конгломераты и серые грубозернистые песчаники 5 м.
2. Буровато-серые алевролиты и песчанистые алевролиты с прослоями песчаников 20 м.
3. Серые плотные песчаники грубо и среднезернистые 4 м.
4. Буровато-серые сильнопесчанистые алевролиты 5 - 6 м.

Общая мощность ритмопачки около 35 м.

Помимо общего роста, степень грубости терригенного материала испытывает колебания

По примеру разреза Эльдар обозначим эти три крупных разнополярных интервала буквами А, В, и С соответственно.

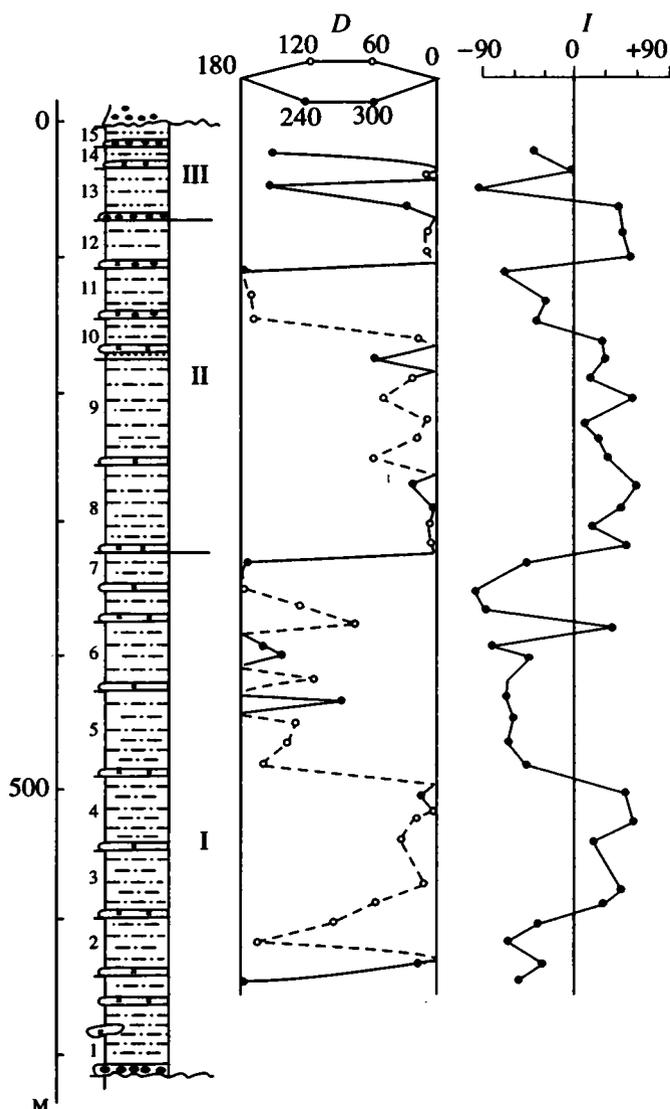


Рис. 5. Разрез Каспи-1 (нацхорская свита). Условные обозначения – см. рис. 3.

вверх по разрезу. Относительно низкий процент песчаников характерен для нижней части разреза и ритмов 8 и 13 и составляет примерно 15, 25 и 27% соответственно. Максимум “песчаности” приходится на ритмы 7, 9 - 10 и самый верх разреза, доходя до 30 - 40%.

Палеомагнитные исследования показали, что около 50 м верхней части (ритмы 13 - 15) разреза сложены обратно намагниченными породами. Ниже располагается мощная зона преимущественно прямо намагниченных отложений (интервал 50 - 330 м от кровли, ритмы 13 - 7) с горизонтом обратной полярности в интервале, примерно, 110 - 150 м. Еще ниже располагается мощная толща пород, намагниченных преимущественно обратно (ритмы 1 - 7), с горизонтом прямой полярности в интервале примерно 500 - 590 м от кровли разреза.

ОБСУЖДЕНИЕ

Соотношение ширакской и нацхорской свит

Некоторые авторы (Булейшвили, 1960 и др.) относят к нацхорской свите и бурые алевролиты (“красные глины”, “пестрые глины”), подстилающие в полосе Гори-Каспи описанный выше разрез. При этом предполагается, что залегающие согласно и с постепенным переходом на карбонатном среднем сармате бурые алевролиты связаны таким же переходом и с выше лежащей толщей собственно нацхорской свиты. Поскольку бурые алевролиты содержат в прослоях среднесарматскую фауну, собственно нацхорские отложения рассматриваются уже как верхний сармат. Однако, как было показано выше, нацхорские отложения залегают на бурых алевролитах с угловым несогласием и глубоким размывом. О масштабе размыва можно судить хотя бы по следующему факту. В описанном нами обнажении мощность собственно бурых алевролитов не более 50 - 60 м, и в верхней половине толщи содержится один тонкий карбонатный прослой со среднесарматской фауной, а 2 - 3 км западнее, в балке Надарбазеви, мощность бурых алевролитов составляет уже около 200 м и они, никак не меняясь фашиально, содержат уже как минимум 4 карбонатных прослоя.

Таким образом, нацхорская свита, как и ширакская, отделена от подстилающего его сармата структурной границей и с несогласием же перекрывается отложениями верхнеплиоценового облика. Как это видно на рисунках 3 - 5, она имеет идентичную с ширакской свитой палеомагнитную характеристику и сходный режим осадконакопления. Характер колебания песчаности по разрезу нацхорской свиты подобен колебаниям песчаности по наиболее полному разрезу ширакской свиты – Эльдар и позволяет наметить в обоих разрезах 3 синхронных комплекса осадков. Все это заставляет предполагать, что нацхорские отложения (по крайней мере, в полосе Гори-Каспи) имеют не позднесарматский возраст, а являются аналогами ширакской свиты Кахети.

Возраст и объем ширакской и нацхорской свит

Большинством исследователей принимается мзотис-понтический возраст ширакской свиты. Имеющиеся в нашем распоряжении данные по изученным разрезам хорошо согласуются с этой точкой зрения. В разрезе Эльдар получена трековая датировка по пеплам – 7.14 или 5.96 млн. лет. Для оценки стратиграфического возраста неопределенность с константой спонтанного деле-

ния урана не существенна. Так, в фаунистически охарактеризованном разрезе восточного Азербайджана – Адживели по пеплам вблизи границы мэотиса и понта, расположенным, судя по палеомагнитным данным, чуть выше, чем пеплы разреза Эльдар, получена дата 7.07 или 5.9 млн. лет (Чумаков и др., 1992). Фауна млекопитающих из разреза Дзедзвтахеви, расположенная, судя по палеомагнитным данным, примерно на уровне датированных пеплов из разреза Адживели, близка к фаунам известных местонахождений Базалети и Тудорово, возраст которых оценивается большинством исследователей как ранний понт - поздний мэотис (Векуа, Трубихин, 1988).

Таким образом, возраст ширакской и, по-видимому, нацхорской свит не вызывает сомнений. Иное дело их объем. Здесь именно палеомагнитные результаты могут иметь решающее значение. Палеомагнитные исследования, проведенные на фаунистически охарактеризованных разрезах морских отложений верхнего неогена Черноморского бассейна, показали, что нижняя часть мэотиса намагничена в основном обратно, а верхняя – прямо. В средних частях обеих зон выделяются горизонты противоположной полярности. Понт представлен, в основном, обратно намагнитченными породами, а вышележащий азовский горизонт занят, в основном, интервалом (иногда двойным) прямой полярности (Трубихин, 1989). Если мы обратимся к наиболее полному из изученных разрезов ширакской свиты – разрезу Эльдар, то увидим, что нижняя часть разреза занята мощной зоной обратной полярности – блок С, с горизонтом прямо намагнитченных пород. Выше расположена не менее мощная зона прямой полярности с горизонтом обратно намагнитченных пород – блок В. Почти весь это интервал отвечает мэотису, так как и тректовая датировка и фауна млекопитающих в соседнем разрезе, расположенные в верхней части блока В, определяют самые верхи мэотиса вблизи границы понта. Еще выше располагается зона обратной полярности – блок А с двумя (двойным?) горизонтами прямо намагнитченных пород вблизи кровли разреза. Такая картина характерна (как было показано выше) для интервала понт-азовский горизонт.

Таким образом, в наиболее полных разрезах ширакской свиты ее объем отвечает всему мэотису, понту и азовскому горизонту. В двух других разрезах ширакской свиты мы наблюдаем сходную картину, за исключением верхней зоны обратной полярности (блок А), вероятно уничтоженной преадакчагыльским размывом. Частично размыва она и в разрезе нацхорской свиты. Таким образом, верхняя граница свит резкая и носит структурный характер. Также структурный характер носит и нижняя граница ширакской и нацхорской свит в разрезах Эльдар и Каспи (угло-

вое несогласие и глубокий размыв). Отложения ширакской и нацхорской свит накапливались в прибрежной части мелководного опресненного бассейна в условиях постоянного скомпенсированного прогибания, что и определило характер фаций и громадную мощность накопившихся толщ. Подобные условия осадконакопления сохранялись в течение всего мэотис-понтического времени.

Таким образом, мы можем говорить о мэотис-понтическом структурно-стратиграфическом комплексе, отделенном в Восточной и Центральной Грузии от выше и ниже лежащих комплексов осадков резкими структурными границами.

Миоцен-плиоценовая граница

Традиционно в восточном Паратетисе граница между миоценом и плиоценом проводилась по подошве понта (Колесников, 1940). Однако, как было показано выше, установление этой границы в конкретных разрезах по всей области распространения терригенных отложений ширакской и нацхорской свит и их аналогов, несомненно, встречает значительные трудности. Подобное же положение характерно и для разрезов морских отложений с фауной. И в Каспийском бассейне (разрез Адживели), и даже в стратотипическом регионе Черноморского бассейна – Керченско-Таманском (разрез Железный рог) граница между понтом и мэотисом не ознаменована никакими яркими событиями, отраженными в фациях. В результате и здесь, если отсутствует непрерывная последовательность в находках моллюсковой фауны, граница между мэотисом и понтом проводится довольно условно. Между тем, верхняя и нижняя границы мэотис-понтических (плюс азовский горизонт) отложений довольно отчетливы. Например, несогласное налегание камышбурунских слоев на отложения понта и азовского горизонта, и продуктивной свиты – на понт Каспийского бассейна, или несогласное налегание мэотиса на диатомовую свиту Кобыстана. Показательны также несогласие и мшанковые биогермы на границе сармата и мэотиса Керченско-Таманского региона, к какому бы из ярусов ни относить эти биогермы. В связи с выше изложенным, ряд исследователей помещал миоцен-плиоценовую границу под мэотисом (Жижченко, 1958) или под киммерием (s. str.) – камышбурунским горизонтом (Семененко, 1980).

Место мэотис-понтического интервала в магнитохронологической шкале и его аналоги в Средиземноморье

Геологические события, положенные в основу установления границы такого ранга, как граница миоцена и плиоцена, несомненно должны носить

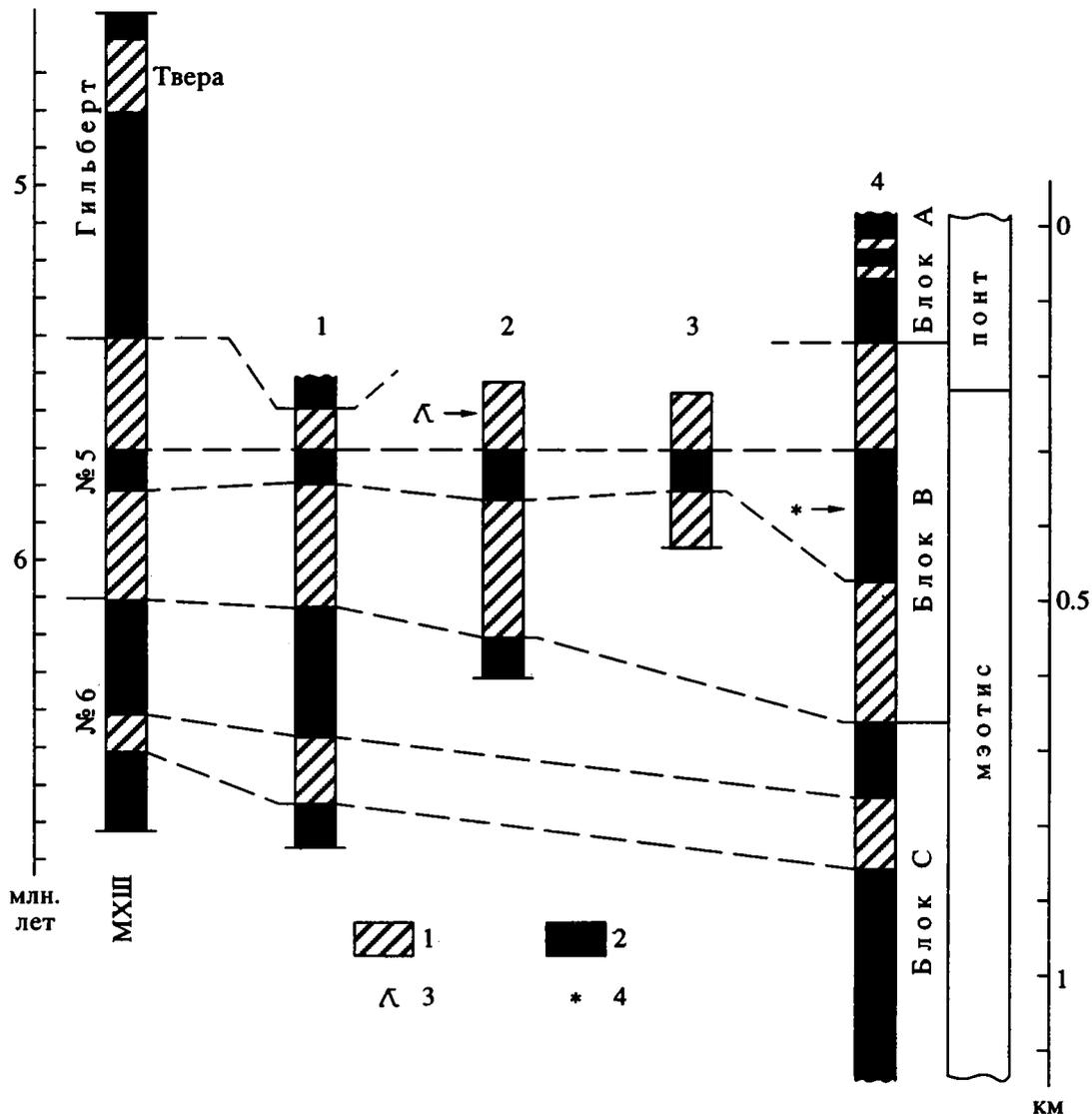


Рис. 6. Сопоставление разрезов и привязка их к магнитохронологической шкале (номера разрезов – см. рис. 1). 1 – прямая полярность; 2 – обратная полярность; 3 – местонахождение позвоночных; 4 – трековая датировка. Справа от разреза Эльдар – блоки магнитостратиграфических разрезов (А, В, и С).

внерегionalный характер. Отсюда вытекает не только желательность, но и настоятельная необходимость увязки построенной магнитостратиграфической шкалы (МСШ) с магнитохронологической шкалой (МХШ) и уже через нее дальнейшие широкие межрегиональные сопоставления. Существуют две основные точки зрения на сопоставление мэотис-понтического интервала с магнитохронологической шкалой и одновозрастными отложениями Средиземноморья.

Согласно первой точке зрения (Alexeeva et al., 1983., Trubikhin, 1989), мэотис отвечает, в основном, 5 и 6 палеомагнитным эпохам, а понт – азовским горизонтом – нижней части эпохи Гильберт по эпизод Твера включительно. Тогда весь мэотис-понтический этап будет соответствовать мессину средиземноморской шкалы (вариант 1).

Согласно второй точке зрения, мэотис отвечает 7 и 8 палеомагнитным эпохам, понт – шестой эпохе, а азовский горизонт – пятой эпохе и низам эпохи Гильберт по эпизод Твера включительно. Причем большую часть азовского горизонта занимает грандиозный перерыв в осадконакоплении в пределах всего Паратетиса, продолжительностью около миллиона лет (Семенов, Певзнер, 1979). Тогда мэотис коррелирует с верхней частью тортон, понт – с низами мессина, а азовский горизонт – с верхней частью мессина и нижней частью занклия Средиземноморья (вариант 2). Основанием для подобного варианта послужили находки наннопланктона в мэотис-понтических отложениях Керченско-Таманского региона (Семенов, 1980). Однако интерпретация этих находок с самого начала была неоднозначной, а в по-

следнее время и сам факт присутствия автохтонных зональных форм в этих отложениях был поставлен под сомнения (Головина и др., 1989). Что же до азовского горизонта, то прокламируемый авторами варианта 2 перерыв представляется явно надуманным ввиду несомненного как литологического, так и фаунистического единства этих отложений, представляющих, по нашему мнению, регрессивную фаццию понта. Есть, правда, многочисленные трековые датировки, которые могут быть равно использованы для обоснования как варианта 1, так и варианта 2, в зависимости от выбора констант.

Таким образом, ни моллюсковая фауна, ни планктон, ни трековое датирование не дают, к сожалению, достаточно надежных привязок. Однако разрезы интересующего нас интервала чрезвычайно богаты остатками позвоночных как в Паратетисе, так и в Средиземноморье. Как уже упоминалось, фауна млекопитающих, встреченная нами в разрезе Дзедзвтахеви, близка к известному местонахождению Тудорово и располагается в самых верхах мэотиса. Местонахождение Тудорово обычно параллелизуется с уровнем Самос 5 (Gabunia, 1981). Это местонахождение было изучено в палеомагнитном отношении и продатировано К-Аг методом. Опробованный интервал, в котором располагается фауна Самос 1 - Самос 5, отвечает мессинию, а собственно уровень Самос 5 располагается вблизи эпизода обратной полярности в эпохе 5 (Sevket Sen, Valet, 1986). В последнее время была изучена фауна мелких млекопитающих из морских понтических отложений Одессы и Болграда (Виноградовка). Результаты показывают, что мы имеем здесь дело либо с самыми верхами туролия, либо уже с русцинием (Топачевский и др., 1988).

Таким образом, обратно намагниченный понт лектостратотипа никоим образом не может отвечать 6 палеомагнитной эпохе и мы вынуждены поместить его в низы зоны Гильберт. Существуют и другие достаточно надежные уровни, но и выше приведенных, на наш взгляд, достаточно, чтобы сделать выбор в пользу 1 варианта сопоставления мэотис-понтического интервала с магнитохронологической шкалой.

Таким образом, получается, что мэотис отвечает 5 и 6 эпохам, а понт с азовским горизонтом – в основном нижней части эпохи Гильберт по эпизод Твера включительно, т.е. весь этот интервал в целом коррелирует с мессинием (рис. 6).

В настоящее время неостратотип мессиния составляют два разреза, надстраивающие друг друга – Каподарсо и Паскуазия (Ryan et al., 1974). Здесь наблюдается следующая последовательность: нижние мергели, диатомиты и эвапориты, и верхние мергели (lago-mare) и эвапориты. Подошва формации лаго-маре оценивается уровнем

около 5.4 млн. лет (Cita, McKenzie, 1986). То есть нижний комплекс осадков, в общем, отвечает мэотису, а верхний – понту Паратетиса. Верхняя и нижняя границы мессиния окончательно не установлены, однако он охватывает 5 и 6 эпохи и низы эпохи Гильберт (Burckle, 1978). Таким образом, мессинский (s. l.) интервал имеет примерно тот же объем и занимает примерно то же место в магнитохронологической шкале, что и мэотис-понтический интервал Паратетиса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Результаты изучения ширакской и нацхорской свит Восточной и Центральной Грузии свидетельствуют об идентичности их структурного положения, литологической и палеомагнитной характеристик и позволяют говорить о их одновозрастности.

2. Возраст этого комплекса терригенных осадков является мэотис-понтическим. Причем, как и морские мэотис-понтические (плюс азовский горизонт) осадки, отложения ширакской (нацхорской) свиты в полном объеме отвечают 5 и 6 палеомагнитным эпохам и нижней части эпохи Гильберт по эпизод Твера включительно.

3. Эти отложения отделены от выше и ниже лежащих структурными границами. Внутри же границы между мэотисом и понтом и между понтом и азовским горизонтом могут быть проведены лишь достаточно условно.

4. В Средиземноморье этим отложениям отвечает мессиний (s. l.) как комплекс осадков, включающий нижние мергели, диатомиты и эвапориты, и верхние мергели (lago-mare) и эвапориты.

5. В Восточном Паратетисе граница между миоценом и плиоценом проводится по границе мэотиса и понта. Между тем, результаты изучения немых терригенных толщ этого возраста и морских фаунистически охарактеризованных разрезов свидетельствуют о том, что граница эта не характеризуется никакими значительными геологическими событиями и, в ряде случаев, может быть проведена лишь условно. В Средиземноморье она также прошла бы внутри мессинского комплекса осадков. На практике в Средиземноморье в качестве границы миоцена и плиоцена обычно принимается граница мессина и занклия. В Паратетисе это, по-видимому, граница между азовским горизонтом и киммерием s. str – камышбурунским горизонтом. Как в Средиземноморье, так и в Паратетисе ряд исследователей предпочитает проводить границу миоцена и плиоцена под мессинном и под мэотисом соответственно. Обе эти границы представляются более предпочтительными, чем граница, проходящая внутри мэотис-понтического интервала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ализаде К.А., Асадуллаев Э.М.* Плиоцен // Геология СССР. Т. XLVII. М.: Недра, 1972. С. 178 - 204.
- Будейшвили Д.А.* Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 240 с.
- Векуа А.К., Трубихин В.М.* Новое местонахождение ископаемых млекопитающих в Восточной Грузии // Сообщ. АН ГССР. 1988. 132. № 1. С. 197 - 200.
- Головина Л.А., Музылев Н.Г., Трубихин В.М.* Наннопланктон и палеомагнитная стратиграфия неогеновых отложений Туркмении и Азербайджана // Вопросы микропалеонтологии. 1989. Вып. 30. С. 79 - 89.
- Гурарий Г.З., Кудашева И.А.* Геомагнитная инверсия Твера-Гильберт, изученная в осадочных породах Восточной Грузии. Физика Земли. В печати.
- Гурарий Г.З., Кудашева И.А.* Палеомагнетизм Верхней Твера-Твера переходной зоны в ширакской свите Восточной Грузии: результат инверсии или частично-го перемагничивания // Физика Земли. В печати.
- Жижченко Б.П.* Принципы стратиграфии и унифицированная схема кайнозоя. М.: Гостоптехиздат, 1958. 312 с.
- Колесников В.П.* Схема стратиграфического подразделения неогеновых отложений Понто-Каспийской области // Стратиграфия СССР. Т. XII. Неоген СССР. М., Л.: Изд-во АН СССР. 1940. С. 567 - 574.
- Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Попов С.В., Богданович А.К., Габуния Л.К., Носовский М.Ф.* Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса // Сов. геология. 1984. № 9. С. 37 - 49.
- Семенов В.Н.* Корреляция мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Междунар. геолог. конгресс. XXVI сес. Докл. сов. геологов. Стратиграфия, палеонтология. М.: Наука, 1980. С. 201 - 207.
- Семенов В.Н., Певзнер М.А.* Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 5 - 15.
- Топачевский В.А., Чепальга А.А., Несин В.А., Рековец Л.И., Топачевский И.В.* Микротерииофауна (Insectivora, Lagomorpha, Rodentia) лектостратотипа понта // Допов. АН УССР. 1988. № 4. Сер. 5. С. 90 - 93.
- Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С.* Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М.: Наука, 1992. 96 с.
- Alexeeva L., Andreescu I., Bandrabur T., Cepaliga A., Ghe-nea C., Mihaila N., Trubikhin V.* Correlation of the Pliocene and Lower Pliocene deposits in the Dacic and Euxinic basins. Ann. Inst. Geophys., Bucurest. 1983. V. LIX. P. 143 - 151.
- Burckle L.H.* Diatom biostratigraphy of unit 2 (Tripoli) of the neostratotype Messinian // Riv. ital. Paleont. 1978. V. 84, № 4. P. 1037 - 1050.
- Cita M.B., McKenzie J.A.* The terminal miocene event // Mesozoic and Cenozoic Ocean. Wach. 1986. P. 123 - 140.
- Gabunia L.K.* Traits essentiels de l'evolution des faunes de Mammiferes neogenes de la region mer Noire-caspienne // Bull. Museum nat. hist. natur. Paris. 1981. 4 ser. № 3. Sect. c. № 2. P. 195 - 204.
- Ryan W.B.F., Cita M.B., Rawson D.M. et al.* A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian oceans in order to investigate the World Ocean to the Mediterranean "Salinity Crisis" // Riv. ital. Paleont. 1974. V. 80. № 4 P. 631 - 688.
- Sevket Sen., Valet J.-P.* Magnetostratigraphy of late Miocene continental deposits in Samos, Greece // Earth Planet. Sci. Letters. 1986. V. 80. № 1 - 2. P. 167 - 174.
- Trubikhin V.M.* Paleomagnetic data for the Pontian // Chronostratigraphie and Neostratotypen. Bd VII. Pontien. Jazu&Sanu, 1989. P. 76 - 79.

Рецензент Л.А. Невесская

УДК 569.32:551.781.511.52(574.42)

О ВОЗРАСТЕ ФАУНЫ ГРЫЗУНОВ (RODENTIA, MAMMALIA) БУРАНСКОЙ СВИТЫ ЗАЙСАНСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 1995 г. Н. С. Шевырева

*Палеонтологический институт РАН
117321 Москва, ул. Профсоюзная, 123, Россия*

Поступила в редакцию 14.10.93 г.

Буранская свита входит в серию континентальных третичных осадков, распространенных в Зайсанской впадине. Методом промывки отложений буранской свиты, расположенных у подножья хребта Манрак, из нескольких местонахождений были получены разнообразные материалы по мелким позвоночным, в том числе и по грызунам. Предварительное изучение остатков грызунов (фрагменты челюстей, изолированные зубы) показало, что грызуны представлены семействами Castoridae (*Agnotocastor devius*, *Steneofiber kazakhstanicus*, *S. zaissanensis*, *S. shevyrevaе*, *S. aff. shevyrevaе*), семейством *Cylindrodontidae* (*Cyclomytus mashkovae*, *Beatomys gloriadei*), семейством *Cricetidae* (*Cricetopus collator*, *Leidymys asybaevi*), надсемейством *Stenodactyloidea* (*Woodomys dimetron sp. nov.*, *Muratkhanomys velivolus*, *M. kulgauniae*, *M. djanae*, *Roborovskia collega*, *Tataromys raeda*, *T. boreas*). Анализ сопутствующих групп (насекомоядных, рукокрылых, зайцеобразных, рыб, черепах и других позвоночных, а также моллюсков, остракод, харофитов, макрофлоры показал, что буранский фаунистический комплекс не может быть полностью отождествлен с олигоценовыми фаунами Казахстана, Монголии и Китая. Буранская свита не может считаться прямым аналогом чиликтинской или других одновозрастных отложений Монголии и Китая. Однако все фауны начала второй половины раннего олигоцена Казахстана по облику ближе к буранской фауне, чем к центральноазиатским. Стратиграфическое положение буранской фауны по сравнению с европейскими указывает на ее более высокий уровень, чем уровень фаун зоны Hoogbutsel и Ronzon, но более низкий, чем уровень зон Bohningen или Antoingt. Автор принимает возраст буранской свиты – самый ранний средний олигоцен в старом понимании, или начало второй половины раннего олигоцена – в современном.

Ключевые слова. Буранская свита, начало второй половины раннего олигоцена, грызуны, другие группы позвоночных, беспозвоночных, флора.

В связи с интенсификацией работ во всем мире по детальной стратификации континентальных отложений на основе ископаемых мелких млекопитающих (насекомоядных, зайцеобразных, грызунов и др.) особенно важное значение приобретают целенаправленные поиски и сборы грызунов. Благодаря своим биологическим особенностям (быстрой смене поколений, высокой степени эволюционной пластичности, более тесным, чем у крупных млекопитающих связям с субстратом и растительностью) грызуны составляют фундамент комплексов при биоценозных расчленениях отложений.

Азия по сравнению с другими частями света значительно отстает не только по степени изученности мелких млекопитающих в пределах самих групп. Она прежде всего плохо исследована на предмет существования самих фаун мелких млекопитающих в третичных отложениях Казахстана, Центральной Азии, Индостана, Ближнего Востока и Юго-Восточной Азии.

Фауны, ранее известные или открытые за два последних десятилетия, немногочисленны, разбросаны стратиграфическими гиатусами и чрезвычайно разбросаны в географическом смысле. Если к этим особенностям, характеризующим сегодня состояние наших знаний о кайнозойских мелких млекопитающих Азии, добавить неравномерность палеонтологической проработки палеогена даже в одном изучаемом регионе, например в Монголии, то получим вовсе безотрадную перспективу при попытке создать детальную схему стратиграфических корреляций, основанных на биоценозах, как это уже сделано для Европы (Brunet, Vianey-Liaud, 1987; Crochet et al., 1975; Mein, 1976).

Все сказанное касается не только Азии и сопредельных частей суши. Даже для территорий, которые на порядок меньше Казахстана или Монголии, это затруднительно. Если для плейстоцена и неогена существуют более или менее удовлетворительно работающие схемы (Зажигин, 1980), то палеогеновая часть азиатского

разреза в целом, в особенности в Казахстане и Монголии, остается плохо изученной. Весьма трудно соотносить не только отдельные находки остатков грызунов с неясной стратиграфической привязкой из так называемых “местонахождений” типа Джиланчик или Мынескесуек с палеогеновыми фаунами Монголии, число которых несколько больше. Исключительно трудно коррелировать между собой близкие по возрасту фауны Казахстана (Челкар-Тениз, Кызыл-Как) или давно известные, но плохо изученные фауны Монголии (Шанд-Гол, Эргилийн-Дзо).

В этой связи фауны мелких млекопитающих Зайсанской впадины приобретают особое значение. Полученные из одного района с временным охватом от раннего эоцена до плиоцена (почти из всех свит), они содержат не только грызунов, зайцеобразных и насекомоядных. Для отдельных стратиграфических уровней насчитывается до 12 групп позвоночных, беспозвоночных и растений, составляющих комплексы.

Олигоценые отложения Зайсанской впадины в полном объеме представлены пятью стратиграфическими подразделениями, соответствующими средней и верхней частям аксырской, а также кустовской, буранской, ошагандинской и нуринской свитам. Главный предмет дальнейшего обсуждения – буранская свита, возраст которой до сего времени определялся не только ее стратиграфическим положением в разрезе, но и заключениями по находкам пресноводных моллюсков, макрофлоры и остатков крупного млекопитающего *Sadurcodon zaissanensis* Beljaeva (Беляева, 1962; Борисов, 1963; 1983).

В период работ Сайканского отряда 1961 - 1991 гг. (ПИН РАН и Производственный научно-технический кооператив “Биохрон”) автором впервые были получены новые материалы по различным группам растений и животных, которые найдены в ассоциированном состоянии, т.е. являются палеонтологическими комплексами.

Коллекции собраны из ряда местонахождений, расположенных в разрезах у северного подножия хребта Манрак в бассейнах рек Тайжузген, Майлибай и в междуречье Джамангора и Чайбулак. Фаунистические комплексы представлены гирогонитами харовых водорослей, моллюсками, остракодами, позвоночными (рыбами, амфибиями, мелкими рептилиями, черепаха). Из млекопитающих – рукокрылыми, насекомоядными, грызунами, зайцеобразными, хищными и непарнопапыми.

Местонахождения междуречья Джамангора-Чайбулак приурочены к низам буранской свиты и, видимо, отвечают слою 154 мелкозернистых ожелезненных песчаников опорного разреза на р. Калмакпай (Борисов, 1963, с. 54); находки в бассейне р. Майлибай связаны с прослоем плот-

ных глинистых песков, более напоминающих слой 155 (Борисов, 1963, с. 55), а местонахождения из бассейна р. Тайжузген приурочены к базальной пачке серо-зеленых глин, не имеющих в Зайсанской впадине ни литологических, ни тафономических аналогов. Из других районов Зайсанской впадины, где буранская свита выходит на дневную поверхность, из слоев, не содержащих остатков позвоночных, специалистами собран обширный материал по макрофлоре, палинофлоре, харофитам и моллюскам.

Находки мелких млекопитающих в буранской свите, в особенности грызунов, позволяют не только сопоставить между собой уже известные олигоценые фауны грызунов в пределах Казахстана, но и сравнить их с фаунами Европы и Центральной Азии. Автор принимает для Зайсанской впадины стратиграфическую схему Б.А. Борисова (Борисов, 1963, 1983), в соответствии с которой буранская свита отвечает второй половине нижнего олигоцена. В соответствии с опубликованными данными привожу список грызунов из буранской свиты (Лычев, Шевырева, 1994; Шевырева, 1994).

Семейство *Castoridae* Gray, 1821

Agnotocastor devius Lytchev et Shevyreva

Steneofiber kazakhstanicus (Borissoglevskaja)

S. zaissanensis Lytchev et Shevyreva

S. shevyrevae Lytchev et Shevyreva

S. aff. shevyrevae Lytchev et Shevyreva.

Семейство *Cylindrodontidae* Miller et Gidley, 1918

Cyclomytus mashkovae Shevyreva

Beatomys gloriadei Shevyreva

Семейство *Cricetidae* Rochebrüne, 1883

Cricetops collator Shevyreva

Leidymys asybaevi Shevyreva

Надсемейство *Ctenodactyloidea* Zittel, 1893

Семейство *Tamquammyidae* Shevyreva, 1983

Woodomys dimetron Shevyreva

Семейство *Ctenodactylidae* Zittel, 1893

Muratkhanomys velivolus Shevyreva

M. kulgayniae Shevyreva

M. djanarae Shevyreva

Roborovskia collega Shevyreva

Tataromys raeda Shevyreva

T. boreas Shevyreva

Прежде чем дать заключения о стратиграфическом положении буранского фаунистического комплекса и о возрасте вмещающей его свиты, стоит обсудить некоторые специфические черты не только отдельных форм грызунов. В качестве дополнительных аргументов необходимо привлечь независимо полученные данные по сопутствующим группам: насекомоядным, зайцеобраз-

ным, рукокрылым и другим позвоночным, беспозвоночным и растениям.

Сравнение состава грызунов буранского комплекса с фаунами Казахстана и Центральной Азии и Европы со всей очевидностью свидетельствует о списочном сходстве таксонов на родовом уровне с фаунами таких местонахождений, как Челкар-Тениз (Казахстан), Шанд-Гол (=Татал-Гол) (Монголия), Табен-Булак и Сен-Жак (Китай). Следует подчеркнуть, что по сравнению с центральноазиатскими комплексами свит Шанд-Гол и Красных Глин, в которых совершенно отсутствуют бобры, в буранском они богато представлены. По этому признаку буранский комплекс сближается с фаунами Казахстана и Западной Европы. Полное же их отсутствие в фаунах Центральной Азии может объясняться ее зональными особенностями с более выраженной аридностью. Таким образом, буранская фауна по своему составу имеет промежуточный характер: с одной стороны, приближается к упомянутым выше фаунам Казахстана, а с другой – к фаунам Центральной Азии. В особенности сходство с последними придает присутствие ктенодактилид *Roborovskia collega*, *T. gaeda* и *T. boreas*. Представителей *Tatagomys* или сходных с ними форм до сих пор в фаунах грызунов Казахстана не обнаружено. Из приведенных материалов логично было бы заключить, что буранская фауна могла бы рассматриваться как аналог уже известных фаун Казахстана и Центральной Азии середины олигоцена, а сама буранская свита – как стратиграфический аналог чиликтинской (=челкар-нуринской=индрикотериевой свиты Казахстана) или свиты Шанд-Гол и Красных Глин в Центральной Азии.

Однако морфологический анализ зубной системы грызунов из перечисленных местонахождений приводит к несколько иным выводам. Во-первых, в буранской фауне мы имеем дело не только с самостоятельными новыми видами и родами. Во-вторых, несмотря на то, что некоторые из видов обнаруживают очень большое сходство в строении щечных зубов с формами из чиликтинской свиты и ее аналогов в Казахстане, совершенно очевидна такая же близость и к грызунам из свиты Шанд-Гол или Красных Глин Китая. Благодаря этому сходству *Beatomus gloriadei*, *Cricetops collator* *Woodomys dimetron*, *Tataromys boreas*, *T. gaeda*, *Roborovskia collega* могут рассматриваться как таксономические аналоги соответственно *Beatomus bisus* *Shevyreva*, *C. aeneus* *Shevyreva* или *C. dormitor* *Matthew et Granger*, *W. chelkaris* *Shevyreva*, *T. sigmodon* *Matthew et Granger*, *T. graneri* *Bohlin*, *T. deflexus* *Teilhard de Chardin*.

Богатство и разнообразие бобров в буранской фауне не имеет себе равных среди известных фаун Евразии, что указывает на благоприятные для бобров условия существования и множество под-

ходящих для этого биотопов не только вблизи большой воды. Так, Р. Уилсон (*Wilson*, 1975) полагает, что *Agnotocastor Stirton* мог быть роющей формой, обитавшей в прибрежно-речных стациях. Легко допустить также, что в пределах этого отрезка середины олигоцена формирование фауны грызунов проходило, по крайней мере, в два этапа.

Присутствие бобра *Agnotocastor*, сохранившего в строении зубной системы весьма архаический признак, присутствующий P^3 , который сближает агнотокасторов с анцестральными формами, придает всей буранской фауне архаический, древний облик. Распространение *Agnotocastor* ограничено нижним олигоценом Северной Америки.

В связи с находками новых видов *Castoridae* в буранской фауне прежняя точка зрения Г.Ф. Лычева (1974) о родственных связях бобра *Steneofiber Geoffroi*, времени его существования и другие эпизоды истории развития семейства должны быть пересмотрены.

Бобры, относимые к роду *Steneofiber*, неоднократно указывались для миоценовых отложений Грузии и Казахстана (Бурчак-Абрамович, Габашивили, 1980; Лычев, 1982). Из этого списка следует исключить *Steneofiber sp.* (Виноградов, 1936), поскольку форма ныне идентифицируется с *Trogotherium minus* *Newton* (Лычев, 1974).

В Европе бобры рода *Steneofiber* обычны для всего олигоцена, хотя и не отличаются разнообразием: *S. butselensis* *Misonne*, *S. dehmi* *Freudentberg*, *S. eseri* *Mayor*. В последнее время в верхних горизонтах нижнего олигоцена обнаружен *Steneofiber sp.* (Uney Bayraktar Engin, 1987). Наибольшее сходство европейские и азиатские виды *Steneofiber* достигают в нижнем олигоцене, особенно в его второй половине. Однако из всех видов рода *Steneofiber* именно *S. kazakhstanicus* (входит в состав практически всех известных олигоценных фаун млекопитающих Казахстана) наиболее сходен с *S. butselensis* из местонахождения Хоогбутзель (*Hoogbutsel*) в Бельгии. Стратиграфический уровень фауны Хоогбутзель и ее возраст принимается исследователями нижнеолигоценным (рюпельский) (*Steininger et al.*, 1982; *Thaler*, 1966).

Нельзя не заметить, что при сходных пропорциях зубов гофрировка эмали в складках и фоссах *S. kazakhstanicus* выражена сильнее, чем на зубах *S. butselensis*. Представляется, что этот признак свидетельствует о большей эволюционной продвинутости, а возраст фауны буранской свиты более молодой, чем возраст фауны уровня Хоогбутзель. В этом случае целесообразно сравнить *S. kazakhstanicus* с *S. dehmi* из фауны Мэн-де-Рошетт (*Mine-de-Rochette*) в Швейцарии. По сравнению с *S. dehmi* (*Engesser et al.*, 1984) вид *S. kazakhstanicus* выглядит как форма менее продвинутая: с относительно более низкими и узкими коронками

щечных зубов. Следовательно, фауна буранской свиты Зайсанской впадины представляется более древней, чем фауна Мэн-де-Рошетт. Поскольку возраст последней соответствует приблизительно уровню зоны Бонинген (Bohningen) или зоны Антуань (Antoingt), т.е. второй половине нижнего "хатта", или верхам средней части олигоцена (Engesser et al., 1984), то остатки бобров Зайсанской впадины свидетельствуют о том, что стратиграфический уровень буранской свиты следует считать более низким, чем уровень зоны Бонинген или Антуань, но более высоким, чем уровень зон Хообутзель и Ронзон (Ronzon).

Видовой состав бобров буранской свиты отчетливо указывает на фаунистические связи Казахстана с Европой и Северной Америкой, которые реализовались в межконтинентальных обменах. В них и была вовлечена палеогеновая фауна Зайсанской впадины. Если многочисленные виды рода *Steneofiber* можно считать автохтонами, то *Agnotocastor*, так и не проникший в Европу, есть настоящий олигоценовый мигрант из североамериканских фаун. Судя по имеющимся остаткам *Steneofiber*, бобры Турции середины олигоцена по облику ближе к европейским, чем к зайсанским формам. Следовательно, регионы Передней Азии в олигоцене в зоогеографическом отношении более тяготеют к средиземногорским провинциям, чем к прочим.

От известных видов *Cyclomyilus* Matthew et Granger, *C. lohensis* Matthew et Granger и *C. turgaicus* Vinogradov et Gambarjan зайсанский вид *C. mashkovaе* морфологически настолько отличается, что вполне мог бы рассматриваться в качестве самостоятельного рода. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в эволюционном отношении *C. mashkovaе* продвинуто значительно меньше не только по сравнению с *C. lohensis*, но и по сравнению с *C. turgaicus* (последний вид также, вероятно, целесообразно рассматривать как самостоятельный род и вид). Анcestorальные признаки *C. mashkovaе* выражены в более резком сужении шейки зуба, отчего он становится воронкообразным, а не приближается к цилиндрической форме, как это имеет место у *C. lohensis* и *C. turgaicus*.

Присутствующие в буранской фауне *Cricetidae* представлены весьма скупо, однако они также демонстрируют фаунистические связи с Западным полушарием. Новый вид *Leidumys asybaevi* в строении M^3 обнаруживает отчетливое сходство с североамериканскими формами рода *Leidumys* Wood из верхов нижнего олигоцена Колорадо (Martin, 1980; Wood, 1936).

Род *Muratkhanomys* занимает особое место в ряду центральноазиатских *Stenodactylidae*. Нижнекоренные зубы всех известных ранее родов *Tataromys*, *Karakoromys* Matthew et Granger, *Lepto-*

tataromys Bohlin, *Dianomys* Wang (нижнекоренные *Yindyrtemus* Bohlin не известны) обладают общим признаком: развитым в той или иной мере косым или изогнутым мезолофидом, едва заметным у *K. decessus* Matthew et Granger или мощным и длинным у *D. quijingensis* Wang. При этом объяснительно образуются в различной степени замкнутые или открытые углубления, которые располагаются в тригониде либо позади метаконида, либо впереди передней пары бугров, как у *T. cf. grangeri* (Kowalski, 1974, pl. 48, f. 5) или у *Karakoromys* sp. (= *Leptotataromys gracilidens* Bohlin) (Bohlin, 1937, f. 101). Но нижнекоренные *Muratkhanomys* представляют собой модификацию, ни у каких видов более не повторяющуюся, хотя P_4 построен по общему для ктенодактилид типу. По строению коренных все известные формы можно разделить на две группы. Не исключено, что они обе соответствуют двум крупным направлениям в развитии зубных типов *Stenodactylidae*, а их таксоны – надродовым рангам. Возможно, что Зайсанская впадина находилась в довольно длительной изоляции от Центральноазиатской подобласти еще до олигоцена. Судя по множеству вариаций зубных типов *Stenodactylidae* (на видовом уровне), которые главным образом и характеризуют центральноазиатские фауны грызунов, эволюция *Stenodactylidae* во второй половине палеогена носила принципиально иной характер в Монголии и Китае, чем в Зайсанской впадине. В свою очередь, это обстоятельство не могло не зависеть от географии и климата той поры. Аридизация, охватившая Азию к началу олигоцена, по своим масштабам была не сопоставима со сходными процессами других регионов в пределах не только Восточного, но и Западного полушария, что не могло не сказаться на облике ее животного населения, например на облике некоторых групп грызунов, таких, как *Cylindrodontidae* (Шевьирева, 1971, 1974а, б; 1976а, б).

При переходе от эоцена к олигоцену наметилось основное направление в эволюции *Stenodactylidae*, обеспечившее им в дальнейшем возможность выжить в условиях аридного климата Центральной Азии с достаточным пестрым набором биотопов, о чем и свидетельствует целый веер адаптаций, опосредованных множеством вариаций основного зубного типа олигоценовых *Stenodactylidae* Казахстана, Монголии и Китая.

Ктенодактилоидные грызуны буранского комплекса отличаются от эоценовых (чакпактаская, обайлинская, саргамысская, конуркуринская свиты) прежде всего тем, что, сохраняя свойственный им общий план строения зубной системы, а точнее – жевательной поверхности зубов, занимают более высокий уровень морфологической эволюции. Если ктенодактилоиды *Tamquamys* Shevyreva, *Petrokozlovia* Shevyreva, *Geitonomys* Shevyreva, *Bolosomys* Shevyreva, *Borissomys* gen.

nov., *Ekaterinomys* gen. nov., *Juniperusomys* gen. nov. и другие обладают бунодонтными зубами, то буранские формы *Muratkhanomys*, *Tataromys boreas*, *T. gaeda*, *Roborovskia collega* имеют зубы с лофодонтной жевательной поверхностью. Такие преобразования зубной системы характеризуют мощные эволюционные сдвиги радиации, с образованием таксонов высокого надродового ранга, находя свое отражение в одном из главнейших законов природы – в законе параллельного развития. Среди всех растениеядных животных грызуны наилучшим образом демонстрируют параллелизмы. В данном случае проявляется один из этапов морфологической эволюции при становлении высококоронкового зуба без корней (или гипсодонтного) с гребнеобразной уплощенной жевательной поверхностью, хорошо приспособленного для перетирания клетчатковых кормов (Шевырева, 1976б). Динамика состава зайсанских *Stenodactyloidea* от эоценовых до олигоценовых (буранских) фаун грызунов со всей очевидностью свидетельствует об этом.

Присутствие *Stenodactyloidea* в отложениях буранской свиты указывает на временные и территориальные связи фауны Зайсанской впадины с олигоценовыми фаунами Казахстана, Монголии и Китая. Однако в буранской фауне они представлены относительно меньшим числом остатков, чем в олигоценовых фаунах Монголии и Китая, где они составляют основной фон наряду с зайцеобразными и грызунами семейства *Cylindrodontidae*. Если основываться на фаунистических связях буранской фауны грызунов и фаун свиты Шанд-Гол и Красных Глин, то в первом приближении их можно было бы считать фаунистическими аналогами во времени: в пределах второй половины нижнего олигоцена. Кроме того, присутствие в буранской фауне видов *Muratkhanomys* придает ей оттенок ббльшей древности, поскольку виды этого рода наряду с признаками продвинутости (выраженная лофодонтность зубов) обнаруживают и признаки анцестральности, указывающие на родственные связи с эоценовыми *Stenodactyloidea*: относительно низкие коронки, слабые и более разделенные корни, низкие продольные гребни на P_4 .

Сопоставление буранской фауны с фаунами грызунов олигоцена Казахстана убеждает в том, что ее стратиграфическое положение следует считать более низким, чем уровень фаун из чиликтинской (=челкарнуринской, индрикотериевой) свит в пределах средней части олигоцена, так как присутствие в составе буранской фауны *Agnotocastor devius*, *S. mashkova*, видов рода *Muratkhanomys* и *Roborovskia collega* придает ей облик более архаический, чем облик фаун Челкар-Тениза или Кызыл-Кака. Сравнение же последних фаун с фаунами Центральной Азии (Шанд-Гол, Татал-Гол, Табен-Булак, Сен-Жак и др.) показав-

ло, что временной разрыв существует и между ними (Шевырева, 1976а). В олигоценовых фаунах Казахстана также присутствуют элементы, придающие ей более древний облик по сравнению с центральноазиатскими. Таким образом, как показывают грызуны, прямая корреляция между чиликтинской свитой, свитой Шанд-Гол и буранской свитой Зайсанской впадины возможна лишь в ограниченном временном интервале середины олигоцена.

Поскольку олигоценовые грызуны Казахстана плохо изучены (в том числе и из известных олигоценовых фаун млекопитающих), то пока остается невозможным детальный анализ этих фаун и обоснованное суждение об их возрастных соотношениях. Не исключено, что и эта группа фаун состоит из разновозрастных комплексов. Оправданной представляется такая последовательность во времени от наиболее древней к более молодой в пределах средней части олигоцена: буранская фауна – фауны Тургайского прогиба Казахстана – фауна свиты Шанд-Гол и Красных Глин, причем буранская фауна занимает наиболее низкий уровень.

Аналогичный подход при анализе результатов исследования других групп организмов, составляющих буранский комплекс, которые совершенно независимо изучались разными специалистами, дал весьма интересные выводы. Полученные данные не только не противоречат выводам, сделанным на основании изучения грызунов, но и содержат существенную доминанту: стремление понизить стратиграфический уровень буранской свиты, иными словами удревнить возраст буранской фауны до верхов первой половины нижнего олигоцена.

Представители отряда рукокрылых (*Chiroptera*) впервые в Казахстане установлены в палеогене (Габуня Л.К., Габуня В.Д., 1987б) – of. *Myotis* sp. (семейство *Vespertilionidae*). Представленные одной формой, они пока не позволяют надежно обосновать стратиграфическое положение фауны из буранской свиты. Сходство зайсанской формы с видами рода *Myotis* из олигоцена Западной Европы позволяет сделать лишь приблизительные выводы об ее систематическом положении, тем более что в целом изученность олигоценовых ночниц сегодня не может считаться удовлетворительной. Неполнота знаний об этой группе летучих мышей мешает сопоставить буранскую фауну *Chiroptera* с соответствующими фаунами Западной Европы.

Насекомоядные (*Insectivora*) в буранской фауне представлены многочисленными и разнообразными формами (Гуреев, 1979; Габуня Л.К., Габуня В.Д., 1987а; Габуня и др., 1983).

Семейство *Tupaidae*, Gray, 1825

Tupaia gen. et sp.?

Семейство Erinaceidae Fischer von Waldheim, 1817

Подсемейство Galericinae Pomel, 1848

Galerix sp.

Pseudoneurogymnurus shevyrevae Gureev

P. zchickvadzei Gureev

Galericinae gen.

Подсемейство Erinaceinae Fischer von Waldheim, 1817

Amphechinus cf. *rectus* Matthew et Granger

Amphechinus sp.

Tupaiodon sp. cf. *morrissi* Matthew et Granger

Ictopidium cf. *tatalgoliensis*

Ictopidium sp.

Семейство Talpidae Fischer von Waldheim, 1817

Подсемейство Uropsilinae Thomas, 1912

Uropsilinae gen. et sp. cf. *Uropsilus cipes*

M.-Edwards

Подсемейство Desmaninae Thomas, 1912

Desmaninae gen.

Desmanella sp.

Подсемейство Talpinae Thomas, 1912

Urotrichini cf. *Urotrichus talpoides* Temmincki

Talpinae ge. et sp.? cf. *Parascaptor leucura* Blith

Talpidae inc. *sedis*

Семейство Soricidae Fischer von Waldheim, 1817

Подсемейство Soricinae Fischer von Waldheim, 1817

Gobiosorex cf. *kingae* Sulimski

Heterosoricinae gen.

Буранская фауна характеризуется господством ежевых, появлением бегающих кротов, выхололей и дальнейшим развитием землеройковых.

Присутствие *Amphechinus* cf. *rectus*, *Tupaiodon* cf. *morrissi* *Gobiosorex* cf. *kingae* и *Ictopidium* cf. *tatalgoliensis* придают фауне буранской свиты сходство с фауной свиты Шанд-Гол (Монголия), что и сближает их по возрасту в рамках средней части олигоцена.

Насекомоядные более отчетливо, чем грызуны, фиксируют глобальные процессы, касавшиеся млекопитающих, например, смещение ареалов в течение кайнозоя. Ареалы *Galericinae*, составлявших обычный элемент фаун, распространенных в олигоцене на территории современной Палеарктики, в миоцене смещаются в Эфиопскую область, а в антропогене охватывают Индо-Малайскую. Так, представители ежей *Amphechinus* и волосатых ежей рода *Galerix*, входящих в состав буранского комплекса Зайсанской впадины, фиксируются палеонтологической летописью в миоцене Африки и даже в Северной Америке. Другие, такие, как *Pseudoneurogymnurus* или древнейшие ежи *Tupaidae*, вымирают в Зайсанской

впадине, но их ближайшие родичи *Echinosuchus Blainville*, *Hylomys Müller et Schlegel* и другие или разнообразные тупаи *Anatana Lyon*, *Dendrogale Gray* и другие и поныне населяют Индостан и острова Малайского архипелага. Насекомоядные в буранской фауне представлены не только крупными группами семейственного ранга, что само по себе говорит о широком спектре специализаций, но и в пределах каждого семейства. Как свидетельствует список форм, морфологическое разнообразие отражает множество экологических адаптаций.

Прежде всего интересно отметить присутствие *Tupaidae* gen. et sp.? Тупаи населяют тропические и дождевые леса и заросли, обитая на деревьях и на земле.

Гимнуры, или волосатые ежи (*Galericinae*), также обитают не только в лесных ландшафтах, но и на культурных землях, где обязательно есть вода. Многие из них могут в ней добывать пищу. Основные направления специализации – рытье, плавание и бег.

Настоящие ежи (*Erinaceinae*) населяют все типы ландшафтов, будучи в общем малоподвижными животными.

Землеройки (*Soricidae*) более, чем остальные насекомоядные, приспособлены к рытью, плаванию, быстрому бегу, передвижению прыжками. Зубная система представляется наиболее специализированной с разнообразными пищевыми адаптациями. Обязательно связаны с влажными биотопами.

Кроты (*Talpidae*) специализированы в основном к рытью и плаванию. Разнообразные модификации этих основных направлений развития представлены множеством биологических типов, которые оформлялись в течение третичного периода.

Большая часть насекомоядных буранской фауны соответствует в основном обитателям влажных тропических лесов и зарослей по берегам водоемов: тупаи, гимнуры (*Galericinae*), плавающие кроты (*Desmaninae*), землеройные кроты (*Urotrichini*), бегающие кроты (*Uropsilinae*), землеройки.

Зайцеобразные (*Lagomorpha*) буранской фауны довольно многочисленны (Ербаева, 1994).

Семейство *Leporidae* Gray, 1821

Подсемейство *Mytonolaginae* Burke, 1941

Gobiolagus cf. *major* Burke

Gobiolagus sp.

Подсемейство *Agispelaginae* Gureev, 1960

Procaprolagus sp.

Agispelagus cf. *simplex* Argyropulo

Семейство *Palaeolagidae* Dice, 1929

Подсемейство *Palaeolaginae* Dice, 1929

Desmatolagus cf. gobiensis Matt. et Gr.

D. sp. (aff. gobiensis)

D. aff. robustus Matt. et Gr.

Desmatolagus sp. A

Видовой состав зайцеобразных буранской фауны тождествен комплексу зайцеобразных свиты Шанд-Гол. Что же касается видов, то некоторые зайсанские формы очень близки к монгольским. Однако в фауне буранской свиты есть роды, виды которых отсутствуют в фауне Шанд-Гол, — *Gobiolagus cf. major* и *Gobiolagus sp.* Присутствие видов рода *Gobiolagus*, а также *Proscaprolagus* в буранской свите сближает комплекс зайцеобразных Зайсанской впадины с комплексом фауны формации Шара-Мурун (Китай, Внутренняя Монголия), возраст которой датируется верхним эоценом (Burke, 1941). Учитывая это обстоятельство, следует считать, что фауна зайцеобразных буранской свиты несколько древнее фауны зайцеобразных свиты Шанд-Гол.

Состав зайцеобразных буранской фауны в экологическом отношении отличается от фауны *Lagomorpha* свиты Шанд-Гол. В буранской фауне полностью отсутствуют настоящие *Ochotonidae*. Ныне они представляют тот биологический тип, который избирает гористые и щебнистые территории или равнины и предгорья с достаточно суровыми условиями.

Не исключено, что полное отсутствие остатков пищух, обитавших, вероятно, как и современные виды, колониями, обусловлено не столько причинами тафономического характера, сколько отсутствием излюбленных пищухами стадий для своих поселений.

Видимо, в буранское время ареал палеогеновых пищух не простирался в пределы Зайсанской впадины.

Крупные млекопитающие в буранской фауне представлены остатками хищников и копытных (Габуня и др., 1983): cf. *Synodictis*, *Nyaenodontidae* gen. indet., *Perissodactyla: Cadurcodon zaissanensis* Bel., *Artiodactyla: Miomeryx sp.*

Представители рода *Synodictis* известны из отложений верхнего эоцена — раннего олигоцена Европы, раннего — среднего олигоцена Азии (Флеров и др., 1974).

Роды *Cadurcodon Kretzoi* и *Miomeryx Matthew et Granger* характеризуют фауну свиты Эргилийн-Дзо (=Эргиль-Обо) в Монголии, возраст которой отвечает нижнему олигоцену (Беляева, 1962; Громова, 1960; Девяткин, 1981). По поводу стратиграфического распространения оленьков рода *Miomeryx* отмечу, что остатки трагулида, предположительно отнесенные к указанному роду и обнаруженные в верхнеолигоценовой костеносной толще местонахождения Бенара (Беляева,

Дуброво, 1962), в действительности принадлежат иному таксону (Габуня, 1964).

Таким образом, состав крупных млекопитающих буранской свиты на родовом уровне соответствует составу млекопитающих фауны из свиты Эргилийн-Дзо. Следовательно, возраст буранской свиты и соответственно фауны крупных млекопитающих не выходит за пределы нижнего олигоцена.

Как болотный носорог *Cadurcodon zaissanensis* Belijaeva, так и трагулид *Miomeryx* указывают на сырые или заболоченные участки прибрежных лесов (Беляева, Дуброво, 1962).

Естественная общность территорий, опосредованная тождественным родовым составом хищников и копытных в Зайсанской впадине и Монголии послужила основанием для установления зоогеографической единицы в первой половине олигоцена — Североазиатской подобласти (Флеров и др., 1974). Судя по находкам *Synodictis* в Европе, между нею и Азией в это время осуществлялся фаунистический обмен (конец эоцена — начало олигоцена).

Другие позвоночные представлены в буранской фауне рыбами: *Amia sp.*, *Eodiptychus sp.*, *Esox sp.*, *E. aralensis* Sytchevskaya, *Catostomidae* gen. indet., *Rutilus sp.*, *Tribolodon sp.*, *Zaissanotınca cristidens* Sytchevskaya, *Parabarbuis sp.*, *Schizothorax sp.*, *Cyprinidae* gen. indet., состав которых указан Е.К. Сычевской (1986).

Современное состояние изученности этой группы в стратиграфическом аспекте таково, что не представляется возможным сопоставить буранскую фауну рыб с какими-либо фаунами рыб на бывшей территории СССР или сопредельных регионов Монголии и Китая. Однако отмечена общая примитивность некоторых *Catostomidae* из буранской фауны (Сычевская, 1986).

Пресноводную фауну рыб представляют бентофаги *Catostomidae*, которые обитают в хорошо аэрированной воде, что подтверждает мнение об имевшей место трансгрессии в буранское время, тем более что обитавшие в мелководье формы вытесняются к концу буранского времени многочисленными *Cyprinidae: Rutilus, Tribolodon* и др.

Земноводные (*Anura*) в буранской фауне известны по остаткам *Pelobatidae* gen. indet. (Габуня и др., 1983).

Пресмыкающиеся в буранской фауне достаточно многочисленны: *Ergilemys insolitus saukapensis* Sckhivadze, *Crisemys index* Sckhivadze, *Chelidropsis minax* Sckhivadze, *Plastomenus sp.*, *Tryonux sp.*, *Planiplastron sp.*, *Osadia sp.* (Чхиквадзе, 1972, 1973; Чхиквадзе, Шевырева, 1975).

Фауна черепах буранской свиты состоит в основном из эндемиков. Однако присутствие в ней *E. insolitus*, обнаруженного также и в свите Эрги-

лийн-Дзо (Монголия), свидетельствует о том, что по крайней мере базальные горизонты буранской свиты есть аналоги свиты Эргилийн-Дзо, которая датируется концом раннего олигоцена.

В буранской фауне черепах преобладают пресноводные формы и только одна из них – *Ergilemys insolitus* – сухопутная. Такое соотношение скорее всего свидетельствует в пользу обилия влажных биотопов, составлявших в буранское время основной ландшафт южной части Зайсанской впадины и окаймлявших озеро.

По своим биологическим особенностям все водные черепахи буранской фауны весьма различны, что соответствует множеству адаптаций. Такие, как *Chrysemys index*, судя по современным формам *Chrysemys*, *Ocadia*, *Plastomenus*, предпочитают медленно текущие или стоячие воды, где находят растительность, составляющую их основную пищу. Напротив, формы типа *Planiplastron*, хотя и не являются активными пловцами, однако предпочитают быстротекущие горные реки. Ловко передвигаясь по каменистому дну, цепляясь когтями за выступы и шероховатости, *Planiplastron*, как и его современные родственники, охотился на рыб и водных беспозвоночных. Триониксы и каймановые черепахи рода *Chelydropsis* – сравнительно крупные активные хищники. Не исключено, что *Plastomenus* занимал ту же экологическую нишу, что и североамериканские современные виды триониксов, которые питаются водными насекомыми и ракообразными и которые способны зарываться в ил.

Экологический параллелизм нашел свое отражение и в морфологических аналогиях в строении пластрона у пластоменусов и триониксов, из чего следует, что пластоменус был связан с водной средой больше, чем другие черепахи буранской фауны.

Разнообразие и обилие водных черепах в буранской фауне определенно связано с благоприятными водными условиями. В то же время среди черепах рода *Plastomenus* появляются карликовые формы, что может быть объяснено реакцией на начавшееся ухудшение условий жизни.

Эндемизм черепах буранского комплекса связан с относительной обособленностью Зайсанской котловины в пределах Палеарктики, хотя совершенно очевидны ее тесные сухопутные связи с частями Центральной Азии, например с Монголией.

Беспозвоночные (Mollusca) известны в следующем составе: *Sphaerium proscaldianum* Mart. et Tolst., *Amesoda martinsoni* Tolst., *A-kustovica* Tolst., *Musculium proelacustris* Tolst., *Pisidium jugatum* Tolst., *Vithynia buranensis* Tolst., *Vithynia* sp. (Мартинсон, Толстикова, 1969; Толстикова, 1973, 1980). Комплексы моллюсков как из буранской, так и из других свит Зайсанской впадины не имеют аналогов в других регионах, поэтому невозможно

высказать какие-либо суждения о возрасте буранской свиты, основываясь на фауне моллюсков. Однако состав их свидетельствует об исключительно водных условиях существования в буранское время: сухопутные формы отсутствуют полностью. Моллюски буранского комплекса – это либо эврибионтные двустворки, обитавшие на небольших глубинах или даже в болотах – *Sphaerium*, *Amesoda* и др., либо гастроподы, способные существовать в условиях периодического осушения литорали.

Остракоды (*Ostracoda*) не играют роли при обсуждении стратиграфического положения буранской фауны, хотя и достаточно разнообразны: *Pliocypris errabundis* Mand., *I. manasensis* Mand., *I. manasensis* var. *cornae* Mand., *Kasinina beliaevskiyi* Mand., *Cadoniella albicans* (Brady), *Eucypris grandis* Bodina (Станкевич, 1980).

Харовые водоросли представлены: *Hornichara kazakstanica* Maslov., *H. ashutasica* Romash., *Grambastichara vasilenkii* Romash., *G. tornata* (Reid et Groves), *Raskyechara clerae* Romash., *R. peckii* (Rasky), *Amblyochara orbae* Romash., *Harrisichara maslovi* Romash (Кянсепп-Ромашкина, 1980).

Благодаря присутствию *Hornichara kazakstanica* они сопоставляются с комплексами челкарнуринской свиты (=чиликтинской) местонахождения Челкар-Тениз (Центральный Казахстан). Указанная свита рассматривается большинством исследователей как аналог свиты Шанд-Гол, а ее возраст принимается как верхи первой половины – низы второй половины нижнего олигоцена. Однако высказываются и другие точки зрения – вторая половина нижнего олигоцена (первая половина среднего олигоцена в старом понимании) (Шевырева, 1976а).

По комплексу видов харовых водорослей буранская свита датируется олигоценом в его полном объеме (Кянсепп-Ромашкина, 1980).

Харовые водоросли в буранское время были широко распространены и образовывали обширные заросли вдоль береговой линии на юге и юго-востоке озерного бассейна. Такая ситуация была возможна в условиях спокойных заиленных участков, которых было множество на территории впадины. Состояние гирогонитов – отсутствие орнаментированности – может служить показателем незначительной жесткости воды (Кянсепп-Ромашкина, 1980).

О составе высших растений можно судить как по остаткам макрофлоры (Ахметьев, 1985; Ильинская, 1962, 1986; Ильинская и др., 1983), так и по спорам и пыльце (Бойцова, Панова, 1973). Список первых весьма обширен: *Tsuga* sp., *Magnolia* cf. *inglifieldi* Heer, *Sassafras ferretianum* Massal, *Menispermum* sp., *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown, *Fotergilla turgaica* Grub., *Liquidambar europea* A.Br., *Platanus* sp., *Eucommia palaeoulmoides* Baik.,

Eucommia sp., *Ulmus drepanodonta* Grub., *U. carpinoides* Goepp., *Zelkova zelkovifolia* (Ung.), *Celtis irtyschensis* Akhm., *Alnus* sp., *Carpinus* ex. gr. *cordata* Blume, *Carpinus* sp. 1, *Carpinus* sp. 2, *Ostrya antiqua* Grub., *Corylus jarmolenkoi* Grub., *Myrica* sp., *Carya cordioides* Il., *C. borissovi* Il., *Carya* sp. 1, *Carya* sp. 2, *Cyclocarya cycoptera* (Schlecht.) Il., *Populus* aff. *jarmolenkoi* Il., *P. arnaudii* Il., *P. ex. gr. balsamoides* Goepp., *Populus* sp., *Salix* sp., *Tilia irtyschensis* (Schap.) Baik., *Maackia zaissanica* Akhm., *Leguminosites* sp., *Cotinus genuina* Il., *Acer monoides* Shap., *A. tricuspdatum* Ett., *A. neuburgae* Baik., *Acer* sp. 1, *Acer* sp. 2, *Alangium aequalifolium* (Goepp.) Krysh., *Celastrus* sp., *Ampelopsis* sp., *Ungnadia kryshstofovi*chi Il., *Vitis* sp. 1, *Vitis* sp. 2.

Палинокомплекс буранской свиты близок к комплексу *Carya sprackmania*–*Tilia grandireticulata*, который установлен для ащеайрыкской свиты Тургайского прогиба, возраст которой определяется как нижний - средний олигоцен (Ильинская и др., 1983). Следовательно, по остаткам растений возраст буранского комплекса соответствует нижнему олигоцену.

Судя по комплексам листопадной флоры А и Б (Ахметьев, 1985; Ильинская, 1986), можно различить долинные группировки (мелколистные тополя, ореховые, бобовые) и склоновые группировки с участием влаго- и теплолюбивых видов (*Liquidambar*, *Magnolia* и др.). Флора буранской свиты – переходная флора от субтропической к теплоумеренной. Ею заканчивается этап экспансии наиболее южных теплолюбивых растений тургайского типа (Ильинская 1962).

Резюмируя сказанное, трудно утверждать, что фаунистический комплекс буранской свиты в сочетании с данными по флоре является абсолютным аналогом свиты Шанд-Гол или чиликтинской. Присутствие многих форм млекопитающих архаического облика (грызунов, насекомоядных, копытных) сближает буранскую фауну с более древними нижнеолигоценовыми комплексами Европы и Центральной Азии. Стратиграфическое положение буранской фауны в целом я рассматриваю в пределах верхней части нижнего олигоцена, отвечающей уровню, более высокому, чем уровень зон Hoogbutzel и Ronzon, и более низкому, чем уровень зон Bohning и Antoingt (Berger et al., 1987; Ünay Bayraktar Engin, 1987). Принимаемая мною датировка для буранской свиты – самый ранний средний олигоцен в старом понимании, или начало второй половины раннего олигоцена – в современном.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахметьев М.А. Флоры Зайсанской впадины на рубеже эоцена и олигоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 76 - 85.

Беляева Е.И. Болотный носорог *Cadurcodon zaissanensis* // Палеонт. журн. 1962. № 4. С. 116 - 123.

Беляева Е.И., Дуброво И.А. Ископаемые фауны млекопитающих и их смена // Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. Млекопитающие. М.: Гос. науч.-тех. изд-во лит-ры по геол. и охране недр, 1962. С. 39 - 60.

Борисов Б.А. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины // Материалы по геол. и полезн. ископаемым Алтая и Казахстана. Нов. сер. 1963. Т. 94. С. 11 - 75.

Борисов Б.А. Биостратиграфия континентальных палеогеновых отложений Зайсанской впадины // Стратиграфия фанерозоя СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л.: Наука, 1983. Т. 322. С. 89 - 98.

Бойцова Е.П., Панова Л.А. Корреляция олигоценовых отложений Северного Приаралья, Тургайской равнины и Западно-Сибирской низменности // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 78 - 87.

Бурчак-Абрамович Н.И., Габашвили Е.Г. Ископаемые бобры на Кавказе // Изв. геол. об-ва Грузии. 1980. № 9. С. 20 - 34.

Верзилин Н.Н., Кянсепп-Ромашкина Н.П., Мироненко О.А., Станкевич Е.С., Толстикова Н.В., Чхиквадзе В.М., Шевырева Н.С. История развития озерных бассейнов в позднемиоценовое и палеогеновое время // Палеолимнология Зайсана. Л.: Наука, 1980. С. 125 - 145.

Виноградов Б.С. Заметки об ископаемых грызунах и насекомоядных Северного Казахстана // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1936. Т. 5. С. 92 - 102.

Габуня Л.К. Бенарская фауна олигоценовых позвоночных. Тбилиси: Мецниереба, 1964. 266 с.

Габуня Л.К., Габуня В.Д. Краткий обзор палеогеновой и раннемиоценовой фауны насекомоядных Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Изв. АН ГССР. Сер. биол. 1987а. Т. 13. № 6. С. 406 - 411.

Габуня Л.К., Габуня В.Д. О первой находке рукокрылых (Chiroptera) в палеогене СССР // Сообщ. АН ГССР. 1987б. Т. 126. № 1. С. 197 - 200.

Габуня Л.К., Гуреев А.А., Ефимов М.Б., Сычевская Е.К., Толстикова Н.В., Чхиквадзе В.М., Шевырева Н.С., Борисов Б.А. Фауна палеогена Зайсанской впадины // Стратиграфия фанерозоя СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л. 1983. Т. 322. С. 98 - 115.

Громова В.И. Первая находка в Советском Союзе амниодонта // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1960. Т. 77. Вып. 4. С. 128 - 151.

Гуреев А.А. Насекомоядные (Mammalia, Insectivora) // Фауна СССР. Млекопитающие. Нов. сер. № 120. Л.: Наука, 1979. Т. 4. Вып. 2. 501 с.

Ербаева М.А. Стратиграфическое распространение зайцеобразных (Lagomorpha, Mammalia) в третичных отложениях Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Палеотериология. Вопросы териологии. М.: Наука, 1994. С. 65 - 78.

Деяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. Тр. Совм. Сов.-Монгольск. научно-исслед. экспед. М.: Наука, 1981. Вып. 27. 196 с.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1980. Вып. 339. 154 с.

- Ильинская И.А.* О сменах флор в зайсанской впадине с конца верхнего мела до конца миоцена // Докл. АН СССР. 1962. Т. 146. № 6. С. 1408 - 1411.
- Ильинская И.А.* Изменение флоры Зайсанской впадины с конца мела до миоцена // Проблемы палеоботаники. Л.: Наука, 1986. С. 84 - 112.
- Ильинская И.А., Кянсепп-Ромашкина Н.П., Панова Л.А., Борисов Б.А.* Палеогеновая флора Зайсанской впадины // Стратиграфия фанерозоя. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л. 1983. Т. 322. С. 115 - 127.
- Кянсепп-Ромашкина Н.П.* Харовые водоросли // Палеолимнология Зайсана. Л.: Наука, 1980. С. 97 - 124.
- Лычев Г.Ф.* Классификация семейства Castoridae. Депонир. рук. М.: ВИНТИ. Ин-т Зоол. АН КазССР, Алма-Ата, 1974. 26 с.
- Лычев Г.Ф.* Новые находки бобровых в Павлодарской и Семипалатинской областях // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. Вып. 8. С. 39 - 49.
- Лычев Г.Ф., Шевырева Н.С.* Бобры (Castoridae, Rodentia, Mammalia) из олигоцена Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Палеотериология. Вопросы териологии. М.: Наука, 1994. С. 79 - 106.
- Мартинсон Г.Г., Толстикова Н.В.* Новые двустворчатые моллюски из палеогена Зайсанской впадины // Континентальные образования восточных районов Средней Азии и Казахстана. Л.: Наука, 1969. С. 132 - 143.
- Станкевич Е.С.* Остракоды // Палеолимнология Зайсана. Л.: Наука, 1980. С. 88 - 96.
- Сычевская Е.К.* Пресноводная палеогеновая ихтиофауна СССР и Монголии. Тр. Совм. Сов.-Монгольск. палеонтол. экспед. М.: Наука, 1986. Вып. 29. 157 с.
- Толстикова Н.В.* Палеогеновые сферииды (Bivalvia, Pisidiidae) юго-восточного Казахстана // Вестн. зоологии. 1973. № 1. С. 50 - 56.
- Толстикова Н.В.* Моллюски // Палеолимнология Зайсана. Л.: Наука, 1980. С. 69 - 87.
- Чхиквадзе В.М.* О систематическом положении третичных гигантских сухопутных черепах Палеарктики // Сообщ. АН ГССР. 1972. Т. 65. № 3. С. 745 - 748.
- Чхиквадзе В.М.* Третичные черепахи Зайсанской котловины. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 100 с.
- Чхиквадзе В.М., Шевырева Н.С.* История фауны и экология палеогеновых черепах Зайсанской котловины // История озер в мезозое, палеогене и неогене. Тез. докл. IV Всес. симпоз. по истории озер. Л.: Ин-т озераведения АН СССР, 1975. Т. 1. С. 83 - 88.
- Флеров К.К., Беляева Е.И., Яновская Н.М., Гуреев А.А., Новодворская И.М., Корнилова В.С., Шевырева Н.С., Курочкин Е.Н., Жерихин В.В., Чхиквадзе В.М., Мартинсон Г.Г., Толстикова Н.В., Чепальга А.Л., Фотьянова Л.И.* Зоогеография палеогена Азии // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1974. Т. 146. 300 с.
- Шевырева Н.С.* К вопросу о систематическом положении *Tsaganomys altaicus* (Mammalia, Rodentia) // Бюлл. Моск. общ.-ва испытат. природы. Отд. геол. 1971. Т. 46. Вып. 6. С. 144.
- Шевырева Н.С.* О систематическом положении "*Tsaganomys altaicus*" на основе микроскопического строения коренных зубов некоторых *Cylindrodontidae* (Rodentia, Mammalia) // Тр. Совм. Сов.-Монгольск. Палеонтол. экспед. 1974а. Вып. 1. С. 46 - 59.
- Шевырева Н.С.* Гипсодонтия цилиндродонтид – показатель климата и ландшафтов палеогена Азии // Докл. I Международ. конгр. М.: Наука, 1974б. Т. II. С. 336.
- Шевырева Н.С.* Палеогеновые грызуны Азии (семейства *Paramyidae*, *Sciuravidae*, *Ischyromyidae*, *Cylindrodontidae*) // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1976а. Т. 158. 115 с.
- Шевырева Н.С.* О параллельном развитии некоторых типов зубной системы грызунов (Rodentia, Mammalia) // Эволюция грызунов и история формирования их современной фауны. Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1976б. С. 4 - 47.
- Шевырева Н.С.* Новые грызуны (Rodentia, Mammalia) буранской свиты Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Палеонтол. журн. 1994. № 4. С. 113 - 128.
- Berger J.P., Chorolles J., Hugueney M.* Nouvelles données biostratigraphiques sur la Molasse Rouge du bassin Genevois // Arch. Sci. Geneve. 1987. V. 40. Fasc. 1. P. 77 - 95.
- Bohlin B.* Oberoligocäne Säugetiere aus dem Schargaltein-Tal, Western Kansu // Paleontol. Sinica. 1937. Ser. C. № 3. 66 p.
- Brunet M., Vianey-Liaud M.* Mammalian reference levels, MP 21-30 // European reference and correlation tables. Sympos. in Mainz. Münchener Geowiss. 1987. Abh. (A). V. 10. P. 13 - 32.
- Burke J.J.* New fossil Leporidae from Mongolia // Amer. Mus. Novitat. 1941. № 1117. P. 1 - 23.
- Crochet J.-Y., Vianey-Liaud M., Hartenberger J.-L., Sigé B., Sudre J.* Les nouveaux gisements du Quercy et la biochronologie du paléogène d'Europe // 3-e Réunion Annuelle des Science de la Terre. Montpellier, 23 - 25 Avril. 1975.
- Engesser B., Mayo N.A., Weidmann M.* Nouveaux gisements de mammifères dans la Molasse subalpine vandoise et fribourgeoise // Schweiz. palaeontol. Abhandl. 1984. V. 107. P. 1 - 39.
- Kowalski K.* Middle Oligocene rodents from Mongolia // Palaeontol. Polonica. 1974. V. 30. P. 148 - 178.
- Martin L.D.* The early evolution of the Cricetidae in North America // Paleontol. Contrib. Univ. Kansas. 1980. Pap. 102. P. 1 - 42.
- Mein P.* Biozonation du néogène Méditerranéen à partir des mammifères // Proc. 6 Congr. RCMNS, Bratislava, 1975 (1976). V. II. P. 54.
- Steininger F., Rögl F., Carbonnel G., Jiricek R., Hugueney M.* Biostratigraphische Gliederung und Correlation: Zentrale und Westliche Paratethys, Röhne-Tal und Mediterraneer Raum. // Docum. Lab. Geol. Lyon H.S. 1982. № 7. P. 87 - 91.
- Thaler L.* Les rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphique du tertiaires d'Europe. // Mém. Museo. Nat. Hist. Sér. C. Sci de la Terre. 1966. T. 17. 295 p.
- Ünay-Bayraktar Engin.* Rodents from the Middle Oligocene of Turkish Thrace // Utrecht Micropaleontol. Bull. Spec. Publ. 1987. № 5. 206 p.
- Wilson R.W.* The National Geographic Society. South Dakota School of Mines and Technology expedition into Big Badlands of South Dakota, 1940 // Nat. Geogr. Soc. Res. Rep. 1890 - 1954 Projects, 1975. Washington. P. 79 - 85.
- Wood A.E.* Cricetid rodents described by Leidy and Cope from the Tertiary of North America // Amer. Mus. Novitat, 1936, № 822. 8 p.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 574.9 (564.1:551.781.5)

ЗООГЕОГРАФИЯ РАННЕОЛИГОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ ПО ДВУСТВОРЧАТЫМ МОЛЛЮСКАМ

© 1995 г. С. В. Попов

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

Поступила в редакцию 02.12.93 г.

В раннем олигоцене, как и в эоцене, основной зоогеографической границей на рассматриваемой территории оставалась граница между Тетисной и Североевропейской областями, которая заметно сместилась к югу. Тетисная область оставалась тропической, имела фауну, в основном унаследованную от эоцена, но испытала обеднение. Состав моллюсков Североевропейской области значительно обновился и стал бореально-субтропическим. Внутри этой области обособлены Германская и Восточно-Паратетисная провинции. При замыкании Паратетиса в конце рюпеля в нем сформировалась единая эндемичная солонатоводная фауна.

Ключевые слова. Биогеография, палеоген, моллюски, Тетис, Паратетис.

В конце приабона - начале рюпеля (s.l.) произошли крупнейшие палеогеографические и климатические изменения, резко отразившиеся на составе фаун моллюсков, их зоогеографическом распределении. Продолжалось и усилилось глобальное похолодание климата. В результате "безледниковый" климат эоцена сменился на "ледниковый", что было вызвано изменениями атмосферной и океанической циркуляции и привело к усилению эвстатических колебаний. В результате коллизии Африканской и Индийской плит с Евразией перестал существовать Тетис, как океан. В результате глобальной регрессии и проявления Альпийского орогенеза осушились обширные пространства Западной Сибири и Тургая. Динариды, Понтиды, Малый Кавказ и система Эльбурса из архипелага островов превратились в единый континентальный массив, отделивший область Паратетиса от Тетиса. Все это привело к значительному обеднению и обновлению состава фаун, по-разному отразилось на изменении таксономического состава тетисных моллюсков и североевропейских.

Методика и материал, положенный в основу этой серии статей, уже обсуждались в предыдущей работе (Попов, 1994). В отличие от приабона, фауна рюпеля более бедная, полнее представлена в сборах автора и изученных коллекциях, недавно ревизована (Попов и др., 1993), поэтому здесь можно шире пользоваться видовым составом комплексов, в дополнение к родовому и подрошовому (табл. 3).

Статья выполнена в соответствии с программой, финансируемой Российским фондом фундаментальных исследований, проект № 94-04-11187.

ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ

Северная Африка. В отличие от приабона, данные по нижнеолигоценым фаунам Египта (Cuvillier, 1930) и Алжира (Flandrin, 1938) очень скудные. Судя по этим работам, африканское побережье к олигоцену уже утратило свое своеобразие: из 13 указанных здесь родов все достаточно широко распространенные, встречаемые и в Европе; почти половина видов известна также и в Южной Европе. Среди них такие характерные северо-тетисные формы, как *Chlamys biarrizensis*, *Pecten arcuatus*, *Pycnodonte brongniarti*. В основном это виды, в Европе известные с эоцена.

Южная Европа. Представительные комплексы нижнеолигоценовой фауны известны в Северной Италии (местонахождение Castelgomberto – Coletti et al., 1973; Vichenzo – Piccoli et al., 1977). Двустворчатые моллюски здесь были по-прежнему представлены очень тепловодным, тропическо-субтропическим комплексом с *Trisidos*, *Crassatella s.s.*, *Cardium*, *Vepricardium*, *Corculum* (рис. 1). Велика преемственность этой фауны от позднеэоценовой: по данным Г. Пикколи и др. (Piccoli et al., 1977), из 73 видов двустворок, встреченных в Венеции, половина (37) общие с эоценом. В то же время в этих комплексах указываются виды, в приабоне обитавшие лишь в морях Северной Европы: *Barbatia nysti*, *Anadara sulcicosta*, *Astarte kickxi*.

Рюпельские моллюски, находимые в Южной Болгарии (Карагюлева, 1964), также представлены тепловодными формами с характерными тетисными видами: *Chlamys subdiscors*, *Ch. biarrizensis*, *Pecten arcuatus*, *Spondylus cizalpinus*, *S. bifrons*, *Pycnodonte brongniarti*, *Pseudomiltha gigantica*, *Macrosolen hollowaysii*. Более 2/3 видов этой фауны составляли виды, перешедшие из эоцена. Но эта

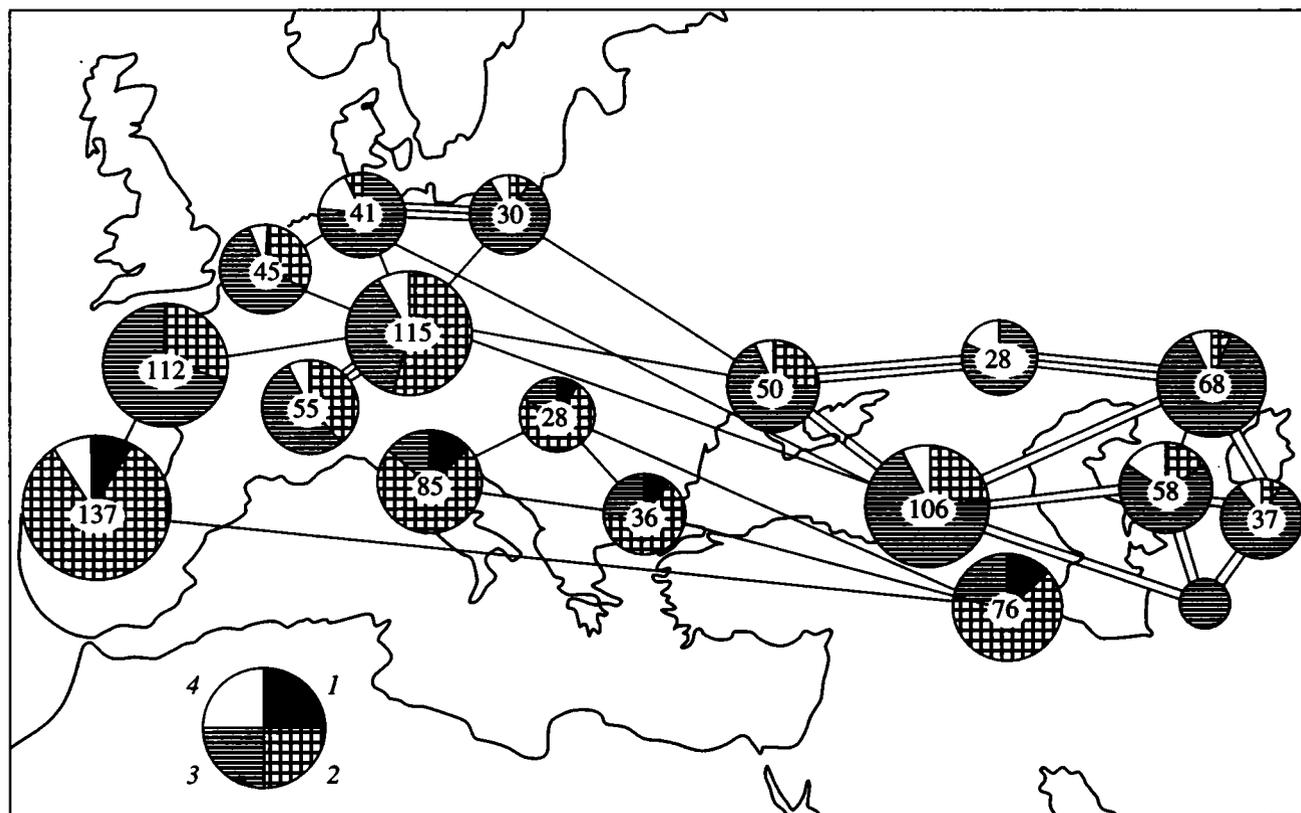


Рис. 1. Круговые диаграммы богатства и степени тепловодности комплексов двустворчатых моллюсков рюпеля. Площадь кругов пропорциональна числу видов, которое обозначено в центре круга.

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

фауна заметно беднее позднеэоценовой, в ней также появились виды североευропейского происхождения (*Barbatia nysti*, *Pelecypora westendorpi*, *Codalucina tenuistria*, *Limatula eximia*, *Pygnodontonte quateleti*).

Закавказье. Нижнеолигоценая фауна Армении (шоракбюрской свиты, “горизонта с *Variamusium fallax*”) также включает многие характерные тетисные роды и виды. Более 2/3 найденных здесь моллюсков являлись перешедшими из эоцена. Среди вновь появившихся форм так же, как и в предыдущих фаунах, есть виды североευропейского происхождения: *Nucula sulcifera*, *N. compta*, *Nuculana perovalis*, *N. crispata*, *Bathyarca bellula*, *Dimya fragilis*, *Pygnodontonte quateleti*, *Megaxinus omaliusi*, *Thyasira nysti*. Состав моллюсков наиболее близок к таковому Южной Болгарии (11 общих видов) и резко отличен от очень представительной рюпельской фауны Южной Грузии. Последняя насчитывает более 100 видов двустворчатых моллюсков и лишь 8 из них – общие с армянскими комплексами. Большое богатство грузинской фауны по сравнению с армянской не-

сомненно вторично и определяется ее сохранностью и лучшей изученностью. По родовому составу и присутствию тетисных родов и видов несомненно, что первично фауна бассейна, существовавшего на территории Армении, была значительно богаче и тепловоднее.

В грузинских комплексах также известны некоторые виды тетисного происхождения (*Modiolus rutimeyeri*, *Pecten arcuatus*, *Chlamys meissonieri*), но доля их невелика и все они являлись унаследованными от эоцена. Поэтому их присутствие не доказывает существования в Закавказье прямых связей с Тетисом. Такие связи, вероятно, были утрачены уже в середине приабона. Около половины видов грузинской фауны были общими с более северными комплексами (Причерноморья, Мангышлака, Устюрта), хотя состав первого отличался присутствием более тепловодных моллюсков.

Во второй половине раннего олигоцена закавказская часть, как и весь бассейн Восточного Паратетиса, опреснился, и морская фауна на терри-

тории Грузии сменилась солоноватоводными комплексами с эндемичными родами и видами.

Центральная Европа. В Румынии мелководный комплекс нижнерюпельских моллюсков известен в слоях Хоя и Мера Трансильванской впадины (Moisescu, Meszaros, 1974; Rusu, 1977). Комплекс этот небогат, но достаточно показателен, в нем присутствуют тепловодные двустворчатые моллюски со специфическими для тетисной области родами и видами: *Chlamys biarrizensis*, *Spondylus cisalpinus*, *Macrosolen hollowaysi*, *Periglypta aglaurae*, *Callista villanovae*, *Pelecycora verneuili*, а также представители таких тропических родов, как *Pinna s.s.* и *Discors*. Очень велика преемственность этого комплекса от эоцена: доля собственно олигоценовых видов (считая и гастропод) составляла всего 14% (Moisescu, Meszaros, 1974). Наибольшее число общих видов – с эоценовыми и олигоценовыми комплексами Италии и Южной Болгарии. Данные эти не вызывают сомнений (автору удалось в этом убедиться на разрезах и при осмотре коллекций) и тем более ценны, что являются уникальными, так как нигде больше в Центральной Европе столь тепловодный состав моллюсков тетисного происхождения для рюпеля не известен. Последнее обстоятельство привело венгерского исследователя Т. Бальди (Baldi, 1986) к выводу об отсутствии прямых связей бассейнов Центральной Европы с Тетисом в самом конце эоцена и начале олигоцена, что опровергается составом трансильванской фауны.

В Венгрии известны лишь относительно глубоководные нижнерюпельские отложения, не заключающие остатков моллюсков или содержащие очень бедные, несопоставимые комплексы. Моллюски рюпельских отложений Моравии (Oppenheim, 1922) и Швейцарии (местонахождение Berner Jura – Kissling, 1896) при достаточно тепловодном составе почти не содержали характерных тетисных видов. Более богатый швейцарский комплекс был близок к фауне Майнцкого бассейна: из 55 видов двустворчатых моллюсков 41 – общий с последним. В том и другом комплексах встречены *Arca biangula*, *Stena squamosa*, *Codalucina tenuistria*, *Spondylus tenuispina* и другие тепловодные формы (рис. 1).

В верхнерюпельских отложениях Центральной Европы все более широкую известность получают солоноватоводные осадки, содержащие своеобразные комплексы нанопланктона, ostracod и моллюсков. Такие отложения найдены в Венгрии (верхняя часть глин Тарда), в Румынии (Трансильвания – слой Бизуш и Илеанда) и в Словении (Rusu, 1983; Baldi, 1986). В Трансильвании в них содержатся двустворчатые моллюски *Janschinella garetzkii*, *Ergenica sp.*, *Urbnisia lata*, *Merklinocardium apostolovense*, ? *Korobkoviella sp.*, *Cerastoderma serogosicum*, *C. lipoldi* (определения

автора по коллекциям А. Русу), в Венгрии найдены *Janschinella sp.*, *Urbnisia sp.*, *Cerastoderma lipoldi*, что позволяет однозначно сопоставлять эти комплексы с соленовскими Восточного Паратетиса.

Западная Европа. Моллюски стампийских отложений Аквитании хорошо изучены и очень разнообразны (около 140 видов по Cossmann, 1921; Saubade, 1970). По очень тепловодному, с тропическими таксонами родовому составу, присутствию специфичных тетисных родов и видов (*Lima s.s.*, *Megaxinus (Megaxinus)*, *Cardita s.s.*, *Trachycardium*, *Discors*, *Periglypta aglaurae*) эта фауна свидетельствует о связях бассейнов Западной Европы с Тетисом. В то же время по полным спискам моллюсков этот комплекс достаточно своеобразный, имеющий мало общих видов как с комплексами Южной Европы, так и с Парижским бассейном. Трудно судить также о степени унаследованности этой фауны от эоцена, поскольку позднеэоценовая фауна Аквитании бедна, а в составе стампийских моллюсков преобладали впервые описанные отсюда виды.

Вероятно, существовал затрудненный климатическим барьером обмен фауной между Аквитанией и Парижским бассейном, который происходил через Атлантику. Об этом можно судить по наличию общих видов, а также по переходному характеру фауны, находимой в Бретани (местонахождение Ренн – Saubade, 1970).

Состав двустворчатых моллюсков песков Эстампа стампийского бассейна также довольно богат (112 видов по Cossmann, Lambert, 1884; Furgon, Soyer, 1947), но менее разнообразен по составу тепловодных групп. Доля видов, унаследованных от эоцена, здесь значительно меньше по сравнению с Южной Европой (менее 1/3), значительную часть фауны составляли эндемики, остальные были широко распространенными видами, характерными для рюпеля (*Siliqua nysti*, *Angulus nysti*, *Callista splendida*, *Chlamys picta*, *Nemocardium tenuisulcatum*, *Spondylus tenuispina* и др.). Видов, общих с Майнцким бассейном, – 33, тогда как с комплексами Бельгии лишь 10, что указывает на прямые фаунистические связи через Эльзас с бассейном Баварии и вероятное отсутствие прямого обмена фауной с бассейном Северного моря (Saubade, 1970). Тетисные виды и роды в этой фауне отсутствовали.

Слой Хамстед Хемпширского бассейна Англии, сопоставляемые со стампием Парижского бассейна, содержат бедную (24 вида), в основном эндемичную фауну с пресноводными формами и некоторыми морскими видами, общими с Парижским бассейном.

Двустворчатые моллюски рюпеля Майнцкого бассейна достаточно разнообразны и недавно тщательно ревизованы (115 видов – Sandberger,

1858 - 1863; Neuffer, 1973). В состав этой фауны входило много тепловодных родов и видов (*Arga*, *Asar*, *Plicatula*, *Limaria*, *Stena*, *Chama*, *Tivelina*, *Clavagella* и др.), которые сближают эту фауну с комплексами стампия Парижского бассейна и рюпеля Швейцарии, Закавказья и отличают от более бедных северных фаун.

В рюпельских отложениях Бельгии (пески Берг, глины с *Nucula comta*, глины Боом) известно около 60 видов двустворчатых моллюсков (Glibert, Heinzelin, 1954). Разнообразие тепловодных элементов в этой фауне значительно больше, чем в остальных комплексах моллюсков нижнего олигоцена бассейна Северного моря: только здесь встречены *Glycymeris* (*Tucetilla*) *angusticostata*, *G. (Glycymeris) obovata*, *Claibornites tenuistria*, *Argopagia*, *Isognomon*, *Spondylus*, *Caestocorbula*, сближающие эту фауну с таковой Майнцского бассейна и Швейцарии. Это разнообразие могло определяться как более мелководными фациями, известными только в Бельгии, так и близостью пролива в бассейны Центральной Европы, проходившего через Рейнский грабен, Майнцкий бассейн, Эльзас (Saubade, 1970, рис. 3). Виды, перешедшие из верхнего эоцена, составляли здесь менее половины комплекса (Glibert, Heinzelin, 1954).

Фауна глинистых отложений рюпеля, известная в Нидерландах (Albrecht, Valk, 1943), Дании (Harder, 1913), Северо-Западной Германии (Haas, 1889; Hartkopf, 1979), Северо-Восточной Бельгии (Janssen, 1981), Северной Польше (Woźny, 1965; Jakubowsky, 1983), имеет очень близкий состав и значительно беднее описанного выше комплекса. Здесь преобладали палеотаксониды, тиазиры, астарты, пектинида. Однако полноценное сравнение здесь невозможно, так как эти особенности были обусловлены прежде всего фаціальными условиями, в которых накапливались осадки и обитали моллюски.

Восточная Европа. Моллюски нижнеолигоценовых (пшехских) отложений, известные из скважин и разрезов Причерноморской впадины, Волго-Донского региона, Крыма, Предкавказья, несмотря на бедность отдельных комплексов, в целом достаточно представительны (74 вида 53 родов и подро́дов) и обнаруживают большую общность между собой. В основном это комплексы мягких грунтов, в которых, так же как в северо-европейских, преобладали палеотаксониды, разнообразными были пектинида, кардитиды, астарты, куспидарииды (табл. 3). Доля субтропических элементов в этих комплексах не превышала 15 - 20%. Наиболее велика была степень общности этой фауны с составом моллюсков Закаспия (для родов значение коэффициента Престона $K_n = 0.33$, для видов - 0.54) и Закавказья ($K_n = 0.46$ и 0.66), несмотря на климатические и фаціаль-

ные отличия. За пределами Восточного Паратетиса эта фауна была наиболее близка к комплексу двустворчатых моллюсков бассейна Северного моря (табл. 1, 2). Из-за отсутствия данных по мелководной позднеприабонской фауне этого региона судить о степени преемственности этих комплексов от местных эоценовых невозможно. Доля видов, известных также и в эоцене, составляла около 50%, в основном это виды, общие с латдорфской фауной Северного моря.

В верхнерюпельских (соленовских) отложениях моллюски представлены эндемичными соленоватоводными комплексами.

Закаспий. Данные о нижнеолигоценовых комплексах Закаспия достаточно полны и основаны прежде всего на материалах из двух регионов: на фауне из ащеайрыкской свиты Северного Устюрта и находках моллюсков в разрезах и скважинах Южного Мангышлака. Фаціальное разнообразие осадков ащеайрыкской свиты обеспечило присутствие моллюсков, как обитавших на мягких грунтах, так и предпочитавших песчаные субстраты. Несмотря на богатство этой фауны (68 видов) и ее хорошую сохранность, следует отметить, что первичное разнообразие двустворчатых моллюсков в этой части бассейна было не велико: арциды и люциниды здесь отсутствовали, кардитиды были представлены лишь одним родом - *Scalaricardita*, редкими были венериды, доля видов субтропических родов была ничтожной (3 - 5%). Очень мала была степень преемственности этой фауны от местной позднеэоценовой: лишь 7% чеганских видов встречено в ащеайрыкских комплексах. В то же время доля позднеэоценовых переходящих видов составляла около 30%, но так же, как в комплексах Причерноморья и Предкавказья, это были в основном виды, общие с латдорфской фауной Северо-Западной Европы. Степень эндемизма этой фауны невелика - около 15% (14 видов) не известны за пределами Закаспия.

Комплексы нижнеолигоценовых свит Мангышлака несколько беднее (около 60 видов) из-за преимущественно глинистого состава отложений и их большей глубоководности. Благодаря более полной охарактеризованности фауной низов разреза здесь больше доля видов, перешедших из эоцена, встречены представители некоторых родов, более характерных для эоцена и позднее в олигоцене этих районов не встречающихся (*Eucrassatella*, *Aralocardia*, *Pteria*). По той же причине доля субтропических элементов в этой фауне больше (около 15%). Эндемизм комплекса невелик (10%), видов, общих с моллюсками Северного Устюрта, - 22.

Комплексы моллюсков нижнего олигоцена Южного Приаралья, Кызыл-Кумов и Копетдага более бедные и мало что могут добавить к приве-

Таблица 1. Сопоставление видового состава двустворчатых моллюсков рюпеля Западной Евразии

Коэффициенты Престона												
Комплексы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1. Сев. Италия	85			0.79	0.91							
2. Юж. Болгария		36	0.83	0.83		0.91	0.91	0.93	0.97	0.93	0.94	0.95
3. Армения		11	76	0.85			0.99	0.97				
4. Румыния	12	7	8	28		0.96	0.98	0.96	1.00		0.95	0.98
5. Аквитания	12				137	0.89	(0.97)					
6. Центр. Франция		6		4	18	110	0.78	0.89	0.93	0.86	0.86	0.87
7. Бавария		7	3	2	(5)	33	122	0.74		0.79	0.83	0.86
8. Бельгия		4	3	1		10	21	45	0.82	0.85	0.81	0.84
9. Германия		1		0		5		10	41	0.78	0.71	0.75
10. Грузия		6	8	5		18	29	12	16	106	0.66	0.65
11. Причерноморье		4		2		18	20	14	19	36	74	0.54
12. Устюрт		4		2		17	19	13	19	44	45	96

Число общих видов

Число видов

Примечание к табл. 1 и 2. Полу жирными цифрами по диагонали показано число видов в комплексах (в табл. 2 – родов), заштрихованы значимые коэффициенты Престона; двойной штриховкой показаны коэффициенты, демонстрирующие наиболее тесную связь (пороговые значения см. Попов и др., 1993, Попов, 1994).

Таблица 2. Сопоставление родового состава двустворчатых моллюсков рюпеля Западной Евразии

Коэффициенты Престона												
Комплексы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1. Сев. Италия	41	0.91	0.85	0.77	0.79	0.83	0.81	0.87	0.79	0.82	0.81	0.83
2. Юж. Болгария	4	24	0.69	0.91	0.72	0.78	0.72	0.93	0.92	0.87	0.86	0.83
3. Армения	9	13	54	0.74	0.64	0.82	0.78	0.83	0.79	0.77	0.75	0.74
4. Румыния	9	8	12	23	0.81	0.78	0.72	0.93	0.92	0.87	0.86	0.83
5. Аквитания	16	14	19	10	97	0.64	0.63	0.79	0.83	0.74	0.82	0.77
6. Центр. Франция	11	10	14	12	34	64	0.58	0.73	0.75	0.61	0.72	0.68
7. Бавария	14	13	18	11	39	35	78	0.57	0.67	0.60	0.63	0.63
8. Бельгия	6	3	10	5	16	20	27	40	0.65	0.68	0.58	0.65
9. Германия	9	3	10	3	11	13	17	14	29	0.53	0.54	0.73
10. Грузия	12	7	18	11	28	32	37	20	22	73	0.46	0.37
11. Причерноморье	12	6	17	10	16	21	29	23	20	38	53	0.33
12. Устюрт	11	8	19	11	22	26	32	21	21	49	43	66

Число общих родов

Число родов

денным данным. В этих комплексах почти нет форм, которые бы указывали на более тепловодный характер фауны по сравнению с мангышлакской и устюртской. Редкие исключения составляет присутствие *Crassatina woodi* в комплексах Южного Приаралья и *Glycymeris obovata* на Копетдаге. Почти не было здесь и эндемичных форм.

Во второй половине раннего олигоцена в Закаспии, как и повсеместно в Восточном Паратетисе, расселилась эндемичная солоноватоводная фауна. Состав ее в этой северо-восточной части Восточного Паратетиса был значительно беднее, чем в южной (Закавказской) части водоема.

Таблица 3. Распространение родов и подродов двустворчатых моллюсков в раннеолигоценовых бассейнах Западной Евразии

Роды и подроды	Географическое распространение													
	Сев. Италия	Южн. Болгария	Армения	Румыния	Аквитания	Центр. Франция	Швейцария	Бавария	Бельгия	Сев. Германия	Польша	Грузия	Причерноморье	Мангышлак + Устюрт
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I. Распространение ограничено бассейном Тетис														
Trisidos	1													
Propeamussium s.s.			1											
Chlamys (Peplum)					1									
Dimya			1											
Lima s.s.		1			2									
Pseudomiltha	2			1	1									
Boeuvia		1	1											
Divalinga	1		1											
Fimbria	3													
Microstagon					1									
Paraglans					1									
Venericardia			1											
Pteromeris					2									
Crassatella	8	2	4		1									
Crassinella					1									
Cardium s.s.	1													
Trachycardium	1			1	1									
Vepricardium	2													
Corculum	1													
Loxocardium			1		2									
Granocardium			1											
Discors	1		1	1	1									
Avicularium		1												
Bissocardium					1									
Gonicardium				1										
Tresus				1										
Ensiculus					1									
Macrosolen		1		1										
Glossus (Meiocardia)					1									
Periglypta	1		1		1									
Meroena					1									
Callocardia (Atopodonta)					1									
II. Роды, общие для Тетиса и Центральной Европы														
Arca	1	1			1	1	1	2						
Acar					1			2				1		

Таблица 3. Продолжение

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Barbatia (Obliquarca)			1		1									
Glycymeris (Tucetilla)	1				2	1		1	1					
Lithophaga		1			2		1	1						
Brachydontes					1			1						
Septifer	1				1			1						
Atrina			1		1	1		1				1		
Pinctada					1			1						
Isognomon					1	1		2	1			2		
Propeamusium (Parvamussium)		1	1		1			1						
Palliolum s.s.								1						
Chlamys (Peplum)					1									
Ch. (Flexopecten)								2						
Plicatula					2			1						
Spondylus		4	3	2	2	1	1	1	1					
Limaria								1						
Crassostrea					1	1	1	1						
Lucina s.s.												1		
Linga s.s.					1	1								
L. (Bellucina)		1												
Cavilucina						1								
Parvilucina					1									
Claibornites		1				1	2	2	1			1		
Ctena					1	1	1	1				1		
Anodontia	1		1	1		1	1					?		
Megaxinus s.s.			1		2							1		
M. (Gibbolucina)	2		1		1									
Cardita s.s.					1									
Megacardita					2									
Europicardium	2		1									1		
Peronaea	1													
Arcopagia					1		1	2	1					
Donax	1				1	1								
Asaphis						1								
Lutetia					1	1								
Coralliophaga					1									
Timoclea					1			2						
Tivelina					2			1						
Clausinella					1									
Circe					2									
Petricola (Rupellaria)					1									
Corbula (Ficusocorbula)			1											
Gastrochaena					2	1		1						
Kuphus					1									

Таблица 3. Продолжение

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
III. Широко распространенные														
"Nucula"					1	1	2		1	2	1			
Nucula s.s.								2						
N. (Lamellinucula)			2				1	3	1	1	3	4	4	3
Leionucula			1								1	1		1
Tindaria												1		
Nuculana								1		2	1	1	1	
N. (Saccella)			2			1	1		1	1	3		1	2
N. (Jupiteria)			1						1		1	1	2	2
N. (Ledella)												1		1
Solemya			1											
Barbatia s.s.	10	3	3		4		2	2		1	3		1	1
Anadara	2							1				1	1	
Bathyarca			3									1	1	1
Arcopsis					1	1	1	1			1			
Trinacria									1					
Limopsis s.s.						1		1	1	1		1		
L. (Pectunculina)					1			1	1	1	1		2	1
Glycymeris s.s.	4	1				2	2	1	1	1	1	1	1	1
Mytilus						1				1				1
Arcomytilus												1		2
Arcoperna					1		1	1				1		1
Crenella					1	1								
Semimodiola					1									
Musculus					1	2		1				2		
Modiolus					2	3				1		2		1
Pteria			1		1	1		2				1		1
Lentipecten		1	1	2							1		1	1
Palliolum (Delectopecten)			1					1					1	1
"Chlamys"										1		3	1	
Chlamys s.s.		1	2	1	3	3	2	5						1
Ch. (Aequipecten)		3	2	1	4			2	1			1	3	3
Ch. (Hilberia)								2	1		1			
Pecten		1	1		1					1		2		1
P. (Flabellipecten)													1	1
Anomia			1	1	1			6		3		2	1	1
Limatula						1		1				1		1
"Ostrea"					2					1		1		
Cubitostrea		1	1	2	2	1	1							
Pycnodonte		3	3		2	1	1	1	1					
Crassostrea												1		
"Lucina"	3				5	2	3			1				
Megaxinus (Saxolucina)			2			1	1	3	1			2	2	2

Таблица 3. Продолжение

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Lucinoma			1											
Loripes					1									
Thyasira			3						1	2	2	2	2	2
Diplodonta					1	3		1	1			1		
Chama	7		1	1			1	1		1				
Aligena					1									
Kellia					3									
Erycina						5								
Spaniorinus					1				1					
Scintilla						1								
"Cardita"						1								
Acturellina												1	1	
Cardites												2	2	3
Carditopsis					1									
Astarte	1							7	3	5	1	2	3	4
Crassatina			1			1		1					1	
Eucrassatella													1	1
"Cardium"						2								
Laevicardium												1		
Parvicardium	1				1	1	2	3	1			2	1	3
Plagiocardium	1				1									
Acanthocardia			1											
Nemocardium s.s.	2					1			1			1	1	1
N. (Habecardium)	4		1	1		1		2	1	1	1	2	2	2
Mactra				1		1								
Spisula												1		1
Lutraria					1							1		1
Ervilia					1									
Solen			1	1										
Cultellus					1	1						1		2
Ensis														1
Siliqua			1			2						2	1	1
"Tellina"	3			1		6							1	
Moerella					1							1	1	
Angulus			1			3	1	1			1	1	1	1
Peronidia												1		
Gari s.s.	1				1		1	1				2	1	1
G. (Psammodonax)					1									
Psammobia						3	1	1	1					
Sanguinolaria									2					
Abra					1	6	1	1	1	1	1	3	2	3
Congerina					1								1	
Arctica							1	1	1	1	1	2	1	1

Таблица 3. Продолжение

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Trapezium														1
Glossus			1			1		1	1	1		2	1	1
Polymesoda		2		1		2		2				1	2	2
"Venus"		1				1								
Pitar			4		1				1				3	
Callista s.s.	1			2	3	8								
C. (Nitidavenus)	1							1				1		
Chione			2	1										
Pelecypora (Cordiopsis)		1		1	1	1	1	1	1			1	1	1
Sphenia					1	4			1			1	1	4
"Corbula"					2	3								
C. (Caryocorbula)	1			1			1	1		1		1	1	1
C. (Variocorbula)					2	1	1	1			1	2	1	2
Caestocorbula						1	1	2	1					
Lentidium				1	1	3	1					1	1	4
Spheniopsis								1	1					
Hiatella					1	1		2	1					
Panopea	9			1		1	1	1	1			2		
Panomya								1						
Martesia						1	1							
Jouannetia					1	2								
Parapholas									1					
Pholadidea					1									1
Xylophaga								1						
Teredo							1	1		1				
Pholadomya s.s.		1	1											
P. (Bucardiomya)	1				1		1	1				4	2	1
Lyonsia														1
Thracia					1	1	2	1	1		1	3	1	1
Poromya						2								
Cuspidaria						1						1	2	1
Cardiomya										1		1		1
Clavagella					1		2	1						
IV. Отсутствовавшие в бассейне Тетис														
Portlandia								1						
Yoldiella								1				1	1	1
Yoldia					1									
Nucinella								1	1				1	
Nucunella									1					
Dacridium													1	1
Gonimyrtea										1		1	1	1
Scalaricardita						1	2	1	2	2	2	3	3	2
Cerastoderma							1					1		1

Таблица 3. Окончание

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Pygocardia</i>								1			1		1	1
<i>Dosiniopsis</i>									1				1	1
<i>Janschinella</i>												1		
<i>Corbula (Lenticorbula)</i>														1
<i>Cyrtodaria</i>												1	1	1
<i>Phragmorisma</i>							1	1				1		1
Число видов	85		76		137		55		50		30		74	
		36		28		110		122		41		106		96
Число родов и подродов	41		54		97		44		45		22		83	
		24		23		64		78		29		73		66

СОПОСТАВЛЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ И АНАЛИЗ ХАРАКТЕРНЫХ АРЕАЛОВ РОДОВ И ВИДОВ

Из таблицы попарного сопоставления рассмотренных комплексов моллюсков на уровне родов/подродов и видов (табл. 1, 2) четко прослеживается единство фауны Западной, Северо-Западной и Восточной Европы и Закаспия и по-прежнему наблюдаемые отличия этих комплексов от тетисных фаун. В то же время единство комплексов Южной Европы, столь отчетливо выраженное для позднего эоцена, в раннем олигоцене прослеживается лишь на видовом уровне. Возможно, частично это объясняется неполнотой данных. На фоне в целом очень разнородных фаун с большими значениями коэффициентов различий Престона отчетливо выявляется единство комплексов Восточного Паратетиса, четкое как на видовом, так и на родовом уровнях.

Если рассматривать распространение отдельных видов и родов, то для олигоцена характерными оказываются гораздо более широкие ареалы, чем для позднего эоцена. Большинство родов и некоторые виды обитали на всей рассматриваемой территории, среди них наиболее широко были распространены *Barbatia nysti*, *Glycymeris lunulata*, *Pycnodonte gigantea callifera*, *Glossus subtransversus*, *Callista splendida*, *Pelecypora westendorpi*, *Corbula gibba*. Часть видов, также с очень широким распространением, не встречена лишь в северо-восточной части Восточного Паратетиса, вероятно наиболее холодноводной из всех рассматриваемых бассейнов. Это *Glycymeris obovata*, *Anadara sulcicosta*, *Chlamys hoeninghausi*, *Claibornites tenuistria*, *Ctena squamosa*.

Как и в позднем эоцене, очень характерными являлись ареалы наиболее тепловодных родов и видов, ограниченных преимущественно областью Тетиса (*Crassatella s.s.*, *Pinna*, *Lima s.s.*, *Pseudomiltha*, *Trachycardium*, *Discors*, *Chlamys biar-*

ritzensis, *Spondylus cisalpinus*, *Periglypta aglaurae*, *Macrosolen hollowaysi*, рис. 2А). В то же время имела достаточно многочисленная группа родов и видов, которые не известны в наиболее тепловодных комплексах (в Южной Европе, Аквитании, Южной Болгарии, Трансильвании, в Армении), хотя и были широко распространены в более северных фаунах (*Yoldiella*, *Nucinella*, *Scalari-cardita*, *Pygocardia*, *Phragmorisma* и др. – группа IV в табл. 3, а также многочисленные виды, самые широко распространенные из которых *Nucula chasteli*, *Astarte gracilis*, *Pholadomya weissii*, *Cyrtodaria angusta* и др., рис. 2А).

Характерной также являлась группа тепловодных родов и видов, обитавших в бассейнах Западной и Центральной Европы, в южной (закавказской) части Восточного Паратетиса и неизвестных в бассейне Северного моря (за исключением Бельгии) и в большей части Восточного Паратетиса (*Arca biangula*, *Atrina*, *Isognomon*, *Spondylus*, *Claibornites*, *Ctena* и др., рис. 2Б). Распространение этих субтропических форм, вероятно, было ограничено климатическими причинами. Были также виды, напротив, распространенные лишь к северу от этой границы (*Pecten stettinensis*, *Nemocardium excomatulium*, *Dosiniopsis sublaevigata*). Кроме того, необходимо отметить значительное число видов, ареалы которых были ограничены Восточным Паратетисом (около 20% этой фауны). Среди них такие массовые, повсеместно распространенные в Восточном Паратетисе виды, как *Yoldiella chadumica*, *Pterolucina batalpaschinica*, *Cardites kenderlensis* и др.

Во второй половине раннего олигоцена, после замыкания Паратетиса и его опреснения, вероятно, впервые появились эндемичные виды и роды, которые были общими для бассейнов Центральной Европы и Восточного Паратетиса: *Ergenica*, *Janschinella*, *Corbula (Lenticorbula)*, *Cerastoderma serogosicum*.

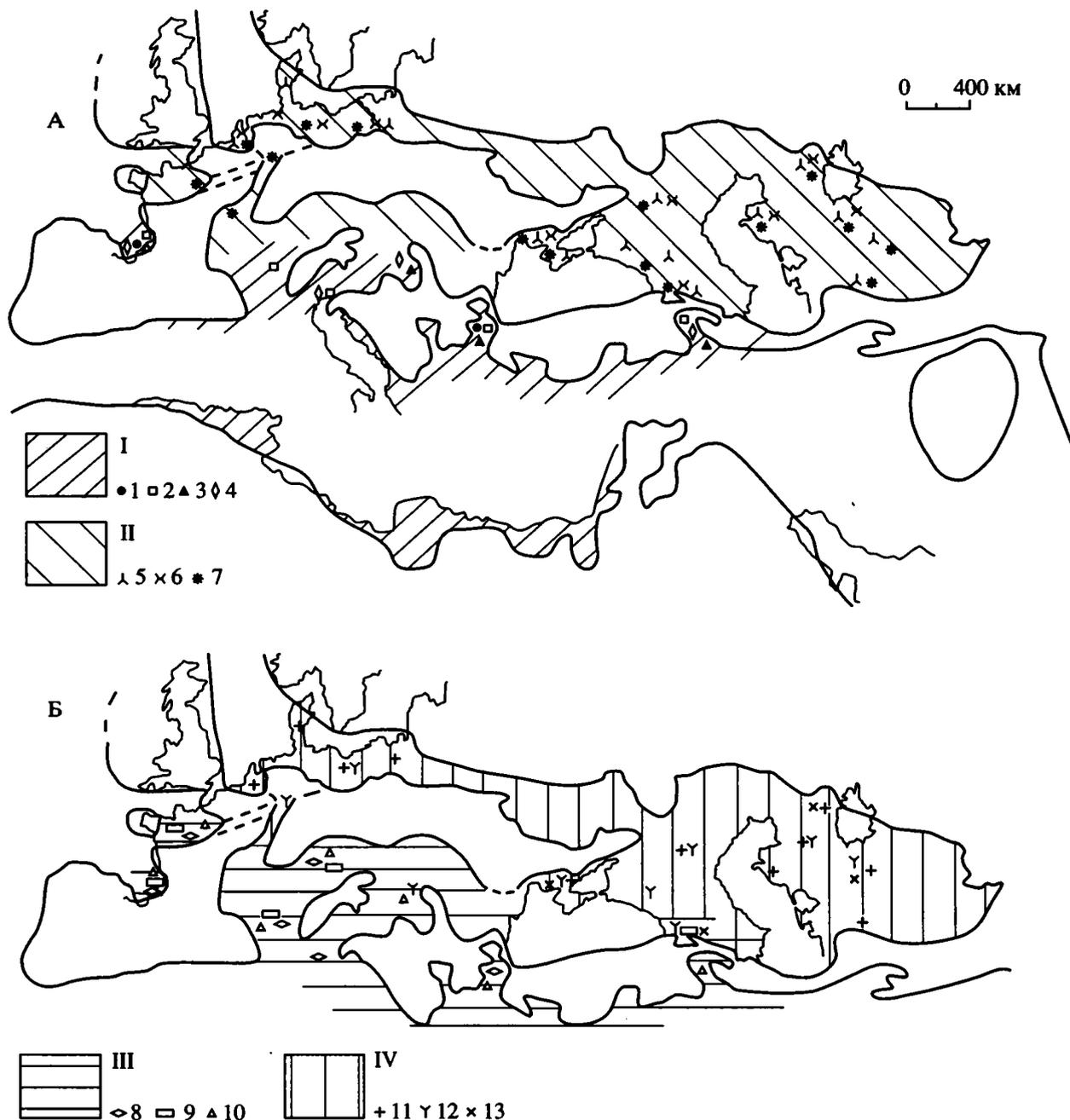


Рис. 2. Схемы ареалов характерных родов и видов рюпельских моллюсков.

А. I – тетисные роды; значками показаны местонахождения: 1 – *Lima s.s.*, 2 – *Crassatella*, 3 – *Macrosolen*, 4 – *Discors*; II – североευропейские роды и виды: 5 – *Nucula comta*, 6 – *Nemocardium excomatulum*, 7 – *Scalaricardita*; Б. III – некоторые тепловодные роды: 8 – *Argca*, 9 – *Stena*, 10 – *Spondylus*; IV – наиболее холодноводные роды и виды: 11 – *Pecten stettinensis*, 12 – *Gonimyrtea*, *Cyrtodaria*.

ЗООГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Из приведенных данных следует, что различия между фауной южного африканского побережья моря Тетис и комплексом моллюсков северного, европейского побережья, очень резкие в позднем эоцене, в раннем олигоцене, вероятно, сглади-

лись в результате обмена фауной, и африканское побережье вошло в средиземноморскую подобласть (рис. 3).

Различия между Средиземноморской подобластью и Североευропейской в раннем олигоцене продолжали существовать, но граница между ними сместилась к югу. В Западной Европе она про-

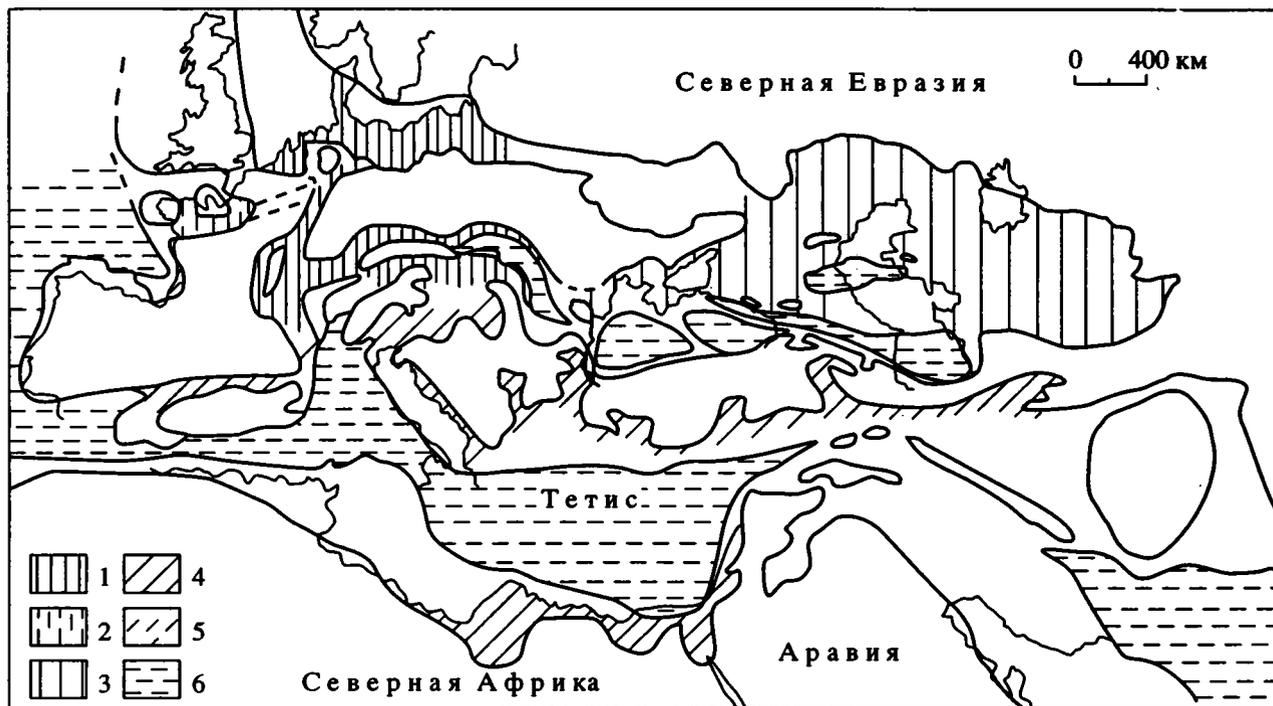


Рис. 3. Схема зоогеографического районирования шельфа морей Западной Евразии по двустворчатым моллюскам в раннем олигоцене. Североевропейская подобласть: 1 – Германская провинция, 2 – Англо-Парижская провинция, 3 – Восточнопаратетическая провинция; 4 – Средиземноморская подобласть, 5 – Аквитанская провинция; 6 – внешельфовые глубоководные участки бассейнов.

ходила так же, как в приабоне, между Аквитанским и Парижским бассейнами, но большая часть бассейнов Центральной Европы имела фауну североевропейского типа, хотя в трансильванской части водоема известны тепловодные моллюски, несомненно, тетисного происхождения. Резкая граница, обусловленная, по-видимому, континентальной преградой, существовала между ранее (в раннем приабоне) единым бассейном в Закавказье: на территории современной южной Армении продолжала обитать тетисная фауна, тогда как юг Грузии входил в олигоцене уже в состав Восточного Паратетиса, относившегося к Североевропейской подобласти.

Для моллюсковых комплексов Средиземноморской подобласти Тетиса было характерно, что доля видов тропических и субтропических родов составляла более 70%. В значительной степени эта фауна оставалась унаследованной от эоцена: число вновь появившихся видов не превышало 30%, многие роды и виды смогли сохранить свои ареалы и продолжали оставаться характерными для древнесредиземноморских фаун. Около 30 родов двустворчатых моллюсков были специфичны для этой фауны (в пределах рассматриваемого региона) и отличали ее от более северных комплексов; коэффициенты различий Престона – 0.74 - 0.93 на уровне родов и 0.91 - 1.0 на уровне

видов. В то же время внутри Средиземноморской тропическо-субтропической подобласти по сравнению с поздним эоценом произошли существенные изменения: 1) она потеряла свое единство, и все рассмотренные комплексы отличались значительным своеобразием, что может определяться и недостаточной их представительностью при большом разнообразии исходной фауны; 2) произошло значительное обеднение состава как родов, так и видов; 3) во всех средиземноморских комплексах наблюдается появление видов североевропейского происхождения. Так, в раннем олигоцене получили широкое распространение в Средиземноморской подобласти *Barbatia nysti*, *Anadara sulcicosta*, *Glycymeris lunulata*, *G. obovata*, *Astarte kickxi*, *Nemocardium tenuisulcatum*, *Glossus subtransversus*, *Pelecypora westendorfi*.

В рупельских комплексах двустворчатых моллюсков Североевропейской подобласти виды тропических родов обычно отсутствовали, а тропическо-субтропические составляли менее половины, имелись виды бореальных родов. Состав моллюсков здесь обновился значительно сильнее, и доля видов, унаследованных от эоцена, обычно составляла менее половины, причем большинство их было общими с латдорфской фауной, имевшей переходный эоцен-олигоценовый видовой состав. В североевропейской фауне пре-

обладали широко распространенные роды, но около 15 родов и подродов отличали состав моллюсков от Средиземноморской подобласти. Как на уровне родов, так и на уровне видов отчетливо выражено единство этой подобласти, однако относительное богатство данных по фауне этого возраста позволяет наметить подразделение ее на более мелкие зоогеографические единицы. По климатической характеристике эту подобласть в рюпеле можно считать субтропическо-бореальной, в которой выделялись более теплая, южная, субтропическая зона и более холодноводная, северная, с преимущественно бореальной фауной. К первой можно отнести фауны Парижского и Бельгийского бассейнов, Майнцского и большинства других бассейнов Центральной Европы и комплексы моллюсков южной закавказской части Восточного Паратетиса, ко второй – фауны северной и восточной частей Восточного Паратетиса и, возможно, комплексы Северного бассейна (не исключено, что холодноводный облик последних обусловлен отсутствием мелководных комплексов).

При этом подразделения ранга провинции не соответствовали этой зональности. Так, очень отчетливо выраженное единство фауны Восточного Паратетиса заставляет рассматривать ее в составе единой Восточнопаратетической провинции, несмотря на достаточно четкие различия в степени тепловодности северной и южной ее частей. Это единство прослеживается не только на моллюсках, но, например, на бентосных фораминиферах, закавказские комплексы которых хорошо сопоставимы с более северными. Эндемизм этой провинции на уровне видов составлял около 20%. Различия в составе фауны северной и южной (закавказской) частей Восточного Паратетиса, вероятно, надо рассматривать как подпровинциальные.

Приблизительно можно наметить и другие провинции Североевропейской подобласти. Свообразной и самостоятельной была раннеолигоценовая фауна Парижского бассейна. Отличия состава этой фауны, так же как и более богатой, более тепловодной фауны Аквитанского бассейна, вероятно, отражают зоогеографическую самостоятельность атлантических моллюсков, их отличия как от североевропейских, так и от средиземноморских комплексов.

Комплексы моллюсков Северо-Альпийского бассейна и Майнцского бассейна близки между собой и отличались от состава двустворчатых моллюсков Норвежско-Гренландского моря. Однако промежуточный характер моллюсков Бельгийского бассейна показывает, что отличия эти скорее фациальные и, вероятно, лучше рассматривать всю фауну этих бассейнов в составе еди-

ной Германской провинции, выделяя северную и южную подпровинции (рис. 3).

Противоречивы данные по разным группам о степени фаунистической обособленности опресненного бассейна соленовского времени. По двустворчатым моллюскам она очень велика: если рассматривать только солоноватоводную фауну первого этапа развития этого бассейна, то из 10 родов и 18 видов, обитавших в Паратетисе, шесть родов (*Janschinella*, *Ergenica*, *Urbnisia*, *Rzehakia*, *Merklinocardium*, *Korobkoviella*) и 11 видов известны только здесь. Столь высокая степень эндемизма сравнима с современной каспийской фауной, а ее зоогеографический статус считается очень высоким (на уровне самостоятельной области – Старобогатов, 1970). Однако среди гастропод соленовского времени преобладали широко распространенные лагунные, солоноватоводные и пресноводные формы, общие с олигоценовыми бассейнами Европы, эндемичным был лишь 1 вид. В составе остракод не менее 75% систематического разнообразия составляли виды морского происхождения, широко распространенные в рюпельских бассейнах, кроме того, присутствовали широко эврибионтные формы, эндемиков было мало (Попов и др., 1985). Учитывая эти данные, Паратетис конца рюпельского времени следует считать отдельной фаунистической провинцией (Протопаратетической, согласно Rusu, 1988), которая входила в состав Североевропейской подобласти и была разделена на две подпровинции – северную и южную (закавказскую). Наличие в бассейнах Центральной Европы *Ergenica*, *Janschinella garetzkii* и отсутствие там разнообразных кардийд и других видов, характерных для Закавказья, свидетельствует о более вероятном отнесении их к северной подпровинции. Если такие выводы подтверждаются при дальнейших исследованиях (пока данные по фауне Центральной Европы довольно скудны), то, вероятно, это будет означать, что в соленовском бассейне подпровинции контролировались не климатическими особенностями, как было в морских олигоценовых бассейнах, а другими факторами, вероятнее всего распределением солености.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Карагюлева Ю.Д.* Палеоген моллюски // Фосилите на България. Т. 6а. София: Изд-во Българ. АН, 1964. 270 с.
- Попов С.В.* Зоогеография позднеоценовых бассейнов Западной Евразии по двустворчатым моллюскам // Стратиграфия. Геол. корреляции. 1994. № 6. С. 103 - 118.
- Попов С.В., Ильина Л.Б., Николаева И.А.* Моллюски и остракоды соленовского горизонта Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. 1985. № 1. С. 28 - 41.
- Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена - нижне-

- го миоцена Восточного Паратетиса. М.: Наука. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 256) 1993. 207 с.
- Старобогатов Я.И.* Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов. Л.: Наука, 1970. 372 с.
- Albrecht I., Valk W.* Oligocäne invertebraten von Süd-Limburg // *Med. Geol. Stichting Maastricht*. 1943. Ser. C. № 13. 163 p.
- Baldi T.* Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungari. Budapest; Acad. Kiado, 1986. 178 p.
- Coletti F., Piccoli G., Sambugar B., Vendemiati dei Medici M.C.* I molluschi fossili di Castelgomberto e il loro significato nella paleoecologia dell'Oligocene veneto // *Mem. Inst. Geol. e Miner. Univ. Padova*. 1971 - 1973. V. 28. P. 1 - 32.
- Cossmann M.* Synopsis illustré des mollusques des l'Eocène et de l'Oligocène en Aquitaine // *Mèm. Soc. géol. France. Palaeontol.* 1921. T. 23. Fasc. 3 - 4. 112 p.
- Cossmann M., Lambert I.* Etude paleontological et stratigraphique sur le terrain Oligocène marin aux environs d'Etampes // *Mèm. Soc. géol. France*. 1884. Ser. 3. T. 3. 187 p.
- Cuvillier I.* Révision du Nummulitique Egyptien // *Mem. Inst. d'Egypte*. 1930. T. 16. 372 p.
- Flandrin I.* Contribution a l'étude paléontologique du Nummulitique Algerien // *Mater. Carte Geol. Algerie. Paleontol.* 1938. № 8. pls 13 - 15.
- Furon R., Soyser R.* Catalogue des fossiles tertiaires di bassin de Paris // *Savoir. Hist. natur.* 1974. V. 22. 240 p.
- Glibert M., Heinzelin B.J.* L'Oligocène inférieur Belge. Bruxelles. 1954. V. 2 P. 281 - 438.
- Haas H.J.* Verzeichniss der in den kieler Sammlungen befindlichen fossilen Molluskenarten // *Schr. Naturwissensch. Vereins*. 1889. Bd 7. 32 S.
- Harder P.* De oligocaene Lag // *Denmarks geol. Unders.* 1913. Bd 2. № 22. 140 S.
- Hartkopf C.* Schleisand-Profil (Rupelium, Oligozän- und Molluskenfauna vom Schildberg bei Sulzheim / Rheinhessen // *Mitt. Pollichia*. 1979. V. 67. P. 56 - 67.
- Jakubowsky C.* Fauna oligocenska okolic Szczecina // *Przegl. geol.* 1983. T. 31. № 7. S. 428 - 430.
- Janssen A.W.* Mollusken faunas en de stratigraphie von Oligocene afzettingen te Sint Nikolaas, provincie Oost-Vlaanderen België // *Ann. Koning. oudheid. kring van het land van Waas*. 1981. Deel. 84. P. 9 - 39.
- Kissling E.* Die Fauna des Mitteloligozäns in Berner Yura // *Abhandl. schweiz. paläont. Ges.* 1896. Bd 22. 74 S.
- Moisescu V., Meszaros N.* Faune à mollusque oligocènes des couches de Hoia et de Mera (N-W de la Transylvanie) de la collection A. Koch. Bucurest, 1974. 72 p.
- Neuffer O.* Die Bivalven des unteren Meeressandes (Rupelium) im Meinzer Becken // *Abhandl. Hess. Landesanst. Bodenforsch.* 1973. H. 68. 41 S.
- Oppenheim P.* Über Alter und Fauna Tertiarhorizontes des Niemschitzer Schichten in Mähren. Berlin, 1922. 104 S.
- Piccoli G., Schizaldi L., Scarbossa D., Tessardo M.D.* Studi sulla distribuzione stratigrafica e sull'evoluzione di Lamelli-branchi terziari delle Venezie // *Mem. Inst. Geol. Miner. Univ. Padova*. 1977. V. 30. P. 1 - 38.
- Rusu A.* Stratigrafia depositeor oligocene din nord-vestul Transilvaniei // *Ann. Inst. Geol. Geofis.* 1977. V. 51. P. 69 - 223.
- Rusu A.* Remarks on Oligocene chrono- and biostratigraphy in Transilvania (Romania) // *Ann. Inst. Geol. Geofis.* 1983. V. 59. P. 229 - 237.
- Rusu A.* Oligocene events in Transilvania (Romania) and the first separation of Paratethys // *D.S. Inst. Geol. Geofiz.* 1988. V. 72 - 73. S. 207 - 223.
- Sandberger F.* Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden, 1863. 458 S.
- Saubade A.M.* Remarques sur les relations entre les mollusques oligocenes de l'Aquitaine et ceux des bassins voisins // *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*. 1970. № 8. S. 239 - 246.
- Wozny E.* Pelecypods from the Upper Eocene of East Poland // *Acta palaeontol. polon.* 1977. V. 2 № 1. P. 93 - 112.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 561:551.794(268.52)

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА СВЕРДРУП (КАРСКОЕ МОРЕ)

© 1995 г. П. Е. Тарасов *, А. А. Андреев **, Ф. А. Романенко *, Л. Д. Сулержицкий ***

* Московский государственный университет

119899 Москва, Ленинские горы, Россия

** Институт географии РАН

109017 Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

*** Геологический институт РАН

109017 Пыжевский пер., 7, Россия

Поступила в редакцию 23.09.93 г.

Первые спорово-пыльцевые и радиоуглеродные данные, полученные по погребенному торфянику с о. Свердруп, позволили реконструировать ландшафтно-климатическую обстановку в этом регионе 9500 - 12000 лет назад и по новому взглянуть на проблему позднечетвертичного оледенения на шельфе Карского моря. Установлено три этапа развития растительности и климата: относительно теплый и влажный этап с современной тундровой растительностью, соответствующий аллереду; этап холодного и сухого климата, характеризующийся усилением роли ксерофильной растительности, соответствующий позднему дриасу; наиболее теплый этап, относящийся к началу предбореального периода голоцена, когда максимальное развитие получила древесно-кустарниковая растительность. Имеющиеся данные свидетельствуют об отсутствии позднеплейстоценового (сартанского) ледникового покрова на шельфе Карского моря.

Ключевые слова. Сартанское оледенение, шельф, палиностратиграфия, поздний плейстоцен, голоцен, радиоуглеродное датирование.

Палинологические материалы из высокоширотных районов Сибири, и в первую очередь данные палеоботанического анализа торфяников, относящиеся к концу позднеледниковья и началу голоцена, весьма немногочисленны (Макеев, Ропотаева, 1988; Украинцева и др., 1989; Макеев и др., 1992) и представляют большой интерес для ландшафтных и климатических реконструкций. Особую значимость эти данные имеют при рассмотрении вопросов оледенения на арктическом шельфе в позднем плейстоцене. Судя по современным глубинам шельфа Карского моря, о. Свердруп в позднем плейстоцене был частью материка. Уровень Мирового океана 11 - 13 тысяч лет назад находился на отметках -40 - -60 м (Каплин, 1975). Эратические валуны, а также экзарационно-аккумулятивные формы рельефа, описанные на островах Свердруп и Кирова (Дибнер, Захаров, 1970), дают основание предполагать, что они подвергались в прошлом оледенению, которое, по мнению ряда исследователей (Геоморфологическое районирование СССР., 1980; Гросвальд, 1983), считается позднечетвертичным (сартанским). По другим данным (Данилов, 1987; Данилов, Полякова, 1989; Макеев и др. 1992), шельфовые районы были свободны от позднеплейстоценового ледникового покрова. Новые спорово-пыльцевые и радиоуглеродные данные, полученные нами по погребенному торфянику с острова Свердруп, позволяют реконструировать

ландшафтно-климатическую обстановку, существовавшую в этом регионе 9500 - 12000 лет назад.

Полевые исследования и отбор образцов осуществлялись Ф.А. Романенко (Географический факультет МГУ) в июле - августе 1992 года во время работ Арктической экспедиции Института эволюционной морфологии и экологии животных им. Северцова РАН. Палинологический анализ и интерпретация спорово-пыльцевых спектров выполнены А.А. Андреевым (Институт географии РАН) и П. Е. Тарасовым (Географический факультет МГУ), а радиоуглеродное датирование - Л.Д. Сулержицким (Геологический институт РАН). Анализ ботанического состава торфа выполнен в лаборатории ПГО "Торфгеология" при содействии О.Н. Успенской. Данные о современной флоре предоставлены участником экспедиции Ю.П. Кожениковым (Ботанический институт РАН).

Остров Свердруп (74° 30' с. ш., 79° 30' в. д.) расположен на мелководном шельфе Карского моря, в 110 км от побережья (рис. 1А) и входит в геоморфологическую подобласть Ямало-Гыданской отмели. Глубины моря в этом районе не превышают 15 - 25 м, а 50-м изобата лишь на севере приближается к острову на 150 км.

Остров был открыт 18 августа 1893 г. с борта знаменитого "Фрама" и назван Ф. Нансеном в честь капитана корабля. Первую высадку осуществили в августе 1933 г. участники экспедиций на

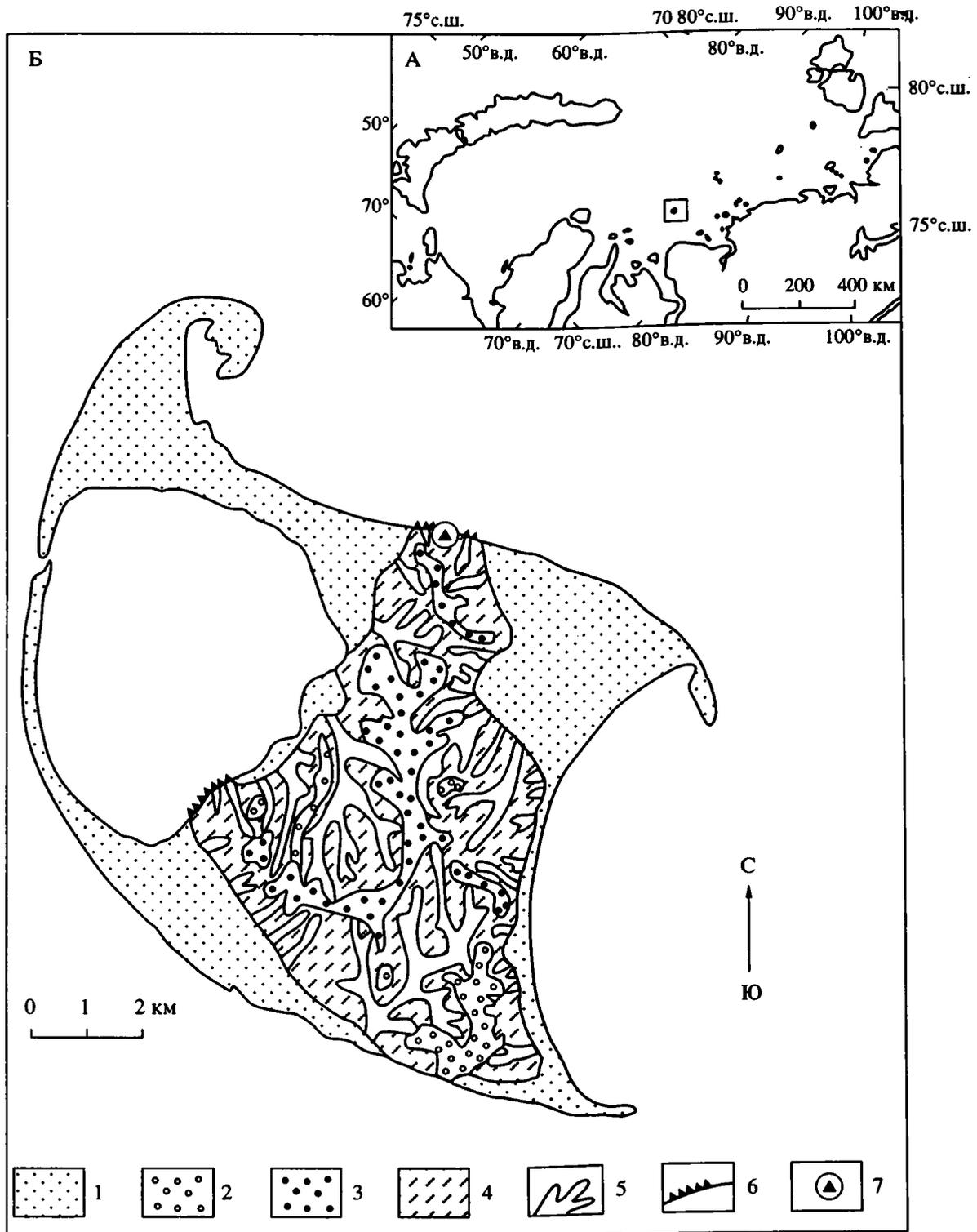


Рис. 1. Географическое положение (А) и геоморфологическая карта-схема (Б) острова Свердруп.
 1 – современная морская терраса (0 - 2 м); 2 – терраса высотой 12 - 18 м; 3 – терраса высотой 22 - 28 м; 4 – склоны;
 5 – долины временных водотоков; 6 – обрывы; 7 – местоположение исследованного разреза.

ледокольных пароходах "Сибиряков" и "Русанов". Тогда же Я.Я. Гаккелем и В.И. Влодавцом было сделано описание рельефа и геологического строения (Влодавец, 1933).

Площадь острова, поверхность которого представляет собой аккумулятивную террасированную равнину, сильно расчлененную овражно-балочной сетью (рис. 1Б), около 70 км. Примерно треть ее составляют обширные песчаные косы высотой до 2 м над уровнем моря. Максимальная отметка (33 м над уровнем моря) находится в центральной части острова. Коренные породы представлены верхнемеловыми континентальными отложениями, перекрытыми валунами и гравийно-галечными песками и суглинками четвертичного возраста (Дибнер, Захаров, 1970; Геоморфологическое районирование СССР, 1980). Погребенный торфяник находится в северной части острова, на высоте 7 - 8 м над уровнем моря, приблизительно в 6 м от уреза.

Средние температуры июля на острове составляют 0.4 - 3.5°C, января - -26 - -28°C, осадков выпадает 200 - 300 мм в год. Продолжительность безморозного периода не превышает 20 - 30 суток (Справочник по климату СССР, 1967, 1969). Крайне суровые климатические условия позволяют существовать здесь лишь растительным сообществам арктических пустынь. Сосудистая флора острова чрезвычайно скудна и насчитывает 34 таксона, относящихся к семействам *Syringaceae*, *Roaceae*, *Ranunculaceae*, *Juncaceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Rosaceae*, *Saxifragaceae*, *Brassicaceae*, *Salicaceae*, *Parvaceae* и *Scrophulariaceae*. Мхи и лишайники представлены соответственно 27 и 33 видами.

Образцы для палинологического анализа были отобраны после зачистки берегового уступа из ненарушенной толщи отложений, мощностью 2.2 м, через каждые 10 см (рис. 2). Их последующая обработка для выделения пыльцы и спор осуществлялась по стандартной методике (Гричук, Заклинская, 1948) в лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ. Спорово-пыльцевые спектры просмотрены на микроскопе Neovar 2 при 400-кратном увеличении. Образцы торфа оказались богаты пылью, в то время как образцы, отобранные из перекрывающих, исключая пробы с глубины 10 см и с поверхности, и подстилающих торфяник песчаных горизонтов, практически не содержали четвертичных палиноморф. При этом количество переотложенных древних спор в подстилающих песках достигало 20 зерен на стекло. Было решено, что образцы, палинологически очень бедные, к тому же содержащие много переотложенных палиноморф, исключаются из дальнейшего рассмотрения. В остальных образцах среднее количество подсчитанных микрофоссилий превышает 200 зе-

рен. Пыльцевая диаграмма (рис. 3) построена с помощью программы TiliaGraph. Расчет процентных соотношений компонентов палиноспектра велся от суммарного количества пыльцы и спор, взятого за 100%.

Образцы на радиоуглеродный анализ отбирались из торфяной части разреза (0.3 - 1.9 м) через каждые 10 - 15 см. Из тех же горизонтов были взяты образцы для исследования ботанического состава торфа. Радиоуглеродные даты определены методом счета на жидкостно-сцинтилляционных установках по бензолу, полученному из радиоуглерода щелочных вытяжек (Арсланов, 1987) в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН.

В основании исследованного разреза (рис. 2) вскрыта 1.3 м толща песков и супесей с включениями жильного льда. Эти отложения содержат очень небольшое количество четвертичных палиноморф, что не позволяет сделать достоверных выводов о времени их накопления. Относительно высокое содержание переотложенных мезозойских спор свидетельствует о генетической связи рассматриваемой толщи с коренными верхнемеловыми породами и, скорее всего, о ее эоловом происхождении. Можно предположить, что время образования ледяных клиньев в исследованном разрезе соответствует максимальной стадии позднеплейстоценового похолодания, когда на осушенных пространствах Карского шельфа в условиях крайне континентального климата активно протекали эоловые и мерзлотные процессы. Такое предположение хорошо согласуется с выводами других авторов (Данилов, 1987; Данилов, Полякова, 1989) об отсутствии позднеплейстоценового ледникового покрова на севере Западной Сибири.

Выше по разрезу залегает горизонт погребенного торфа (0.3 - 0.9 м), нижний слой которого на глубине 0.8 - 0.9 м, имеет радиоуглеродный возраст 11640 ± 40 лет назад (ГИН - 7625). Таким образом, накопление осокового низинного торфа началось в аллереде (около 12000 лет назад). Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, в растительности того времени, наряду с сообществами, в которых доминировали типичные для современной тундры представители *Roaceae*, *Syringaceae*, *Salix*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Polygonum*, *Caryophyllaceae*, *Valeriana*, *Bryales* существовали степные или остепненные ассоциации с участием *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*. Единичность находок пыльцевых зерен ели, сосны, древесных и кустарниковых берез свидетельствует о том, что их присутствие связано с дальним заносом. Содержание пыльцы этих древесных пород в несколько раз меньше, чем в субфосильном спектре, что позволяет говорить о большей удаленности их ареалов по сравнению с современностью. Березы

sect. *Nanae*, хотя и произрастали на поверхности торфяника (это подтверждается и находками макроостатков), но имели слабую пыльцевую продуктивность. Климат аллереда был суше современного, летние температуры превышали современные, а зимние, напротив, были намного ниже. Начавшийся в аллереде процесс торфонакопления и характер относящихся к этому времени спорово-пыльцевых спектров однозначно свидетельствуют о существенном улучшении климата и об отсутствии ледникового покрова на о. Свердруп в конце позднеледниковья.

Позднеледниковое похолодание существенно сказалось на характере спорово-пыльцевых спектров, в которых значительно возрастает доля *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Salix*. Изменился и состав торфа, ботанический анализ которого показывает большую роль зеленых мхов в составе болотной растительности. Для горизонта торфа с глубины 0.55 - 0.66 м получена радиоуглеродная дата 10490 ± 380 лет назад (ГИН-7626). Усиление роли полынных и маревых группировок в растительности позднего дриаса свидетельствует о существенном иссушении климата. Увеличение содержания пыльцы ив и берез sect. *Nanae*, находки их макроостатков в торфе позволяют говорить об усилении роли кустарниковых ценозов на поверхности торфяника, что также является свидетельством менее влажных условий по сравнению с аллередом.

Раннепредбореальное потепление ознаменовалось резкой сменой характера пыльцевых спектров. Доминирующую роль в них стала играть пыльца деревьев и кустарников, а пыльца степных видов практически исчезает из спектров. Ботанический состав торфа существенно не меняется, можно отметить лишь исчезновение макроостатков берез, что объясняется увеличением обводненности торфяника и исчезновением кустарниковых ценозов с его поверхности. Радиоуглеродная датировка слоя торфа на глубине 0.35 - 0.45 м - 9770 ± 280 лет назад (ГИН - 7627) и дата - 10490 ± 380 лет назад, полученная для нижележащих слоев, дают основание полагать, что потепление проявилось как и на всей территории Северной Евразии (Хотинский, 1977) около 10200 - 10300 лет назад.

На о. Свердруп в это время существовала растительность, характерная для современных южных тундр. В составе ценозов значительное участие принимали березы sect. *Nanae*, *Ericales*, а возможно, и *Alnus fruticosa*, отсутствующие в современной флоре острова. Древовидные березы поблизости от торфяника, видимо, не росли, но высокое содержание их пыльцы в спектрах (в несколько раз большее, чем в поверхностном образце), несомненно, свидетельствует о более северном распространении берез sect. *Albae* в начале предбореального периода.

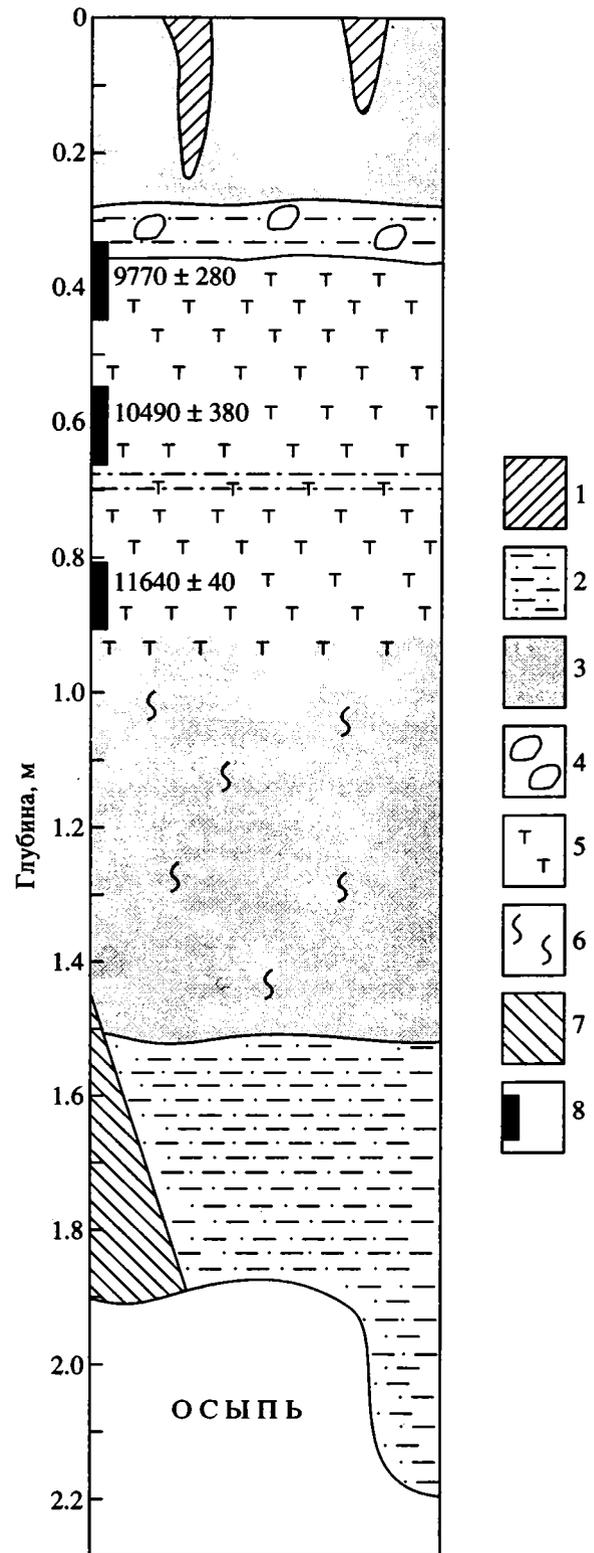


Рис. 2. Разрез рыхлых отложений северного берега острова Свердруп.

1 - суглинок; 2 - супесь; 3 - мелкозернистый песок; 4 - галька; 5 - торф; 6 - жильный лед; 7 - коренные породы; 8 - участки отбора образцов для ^{14}C датирования.

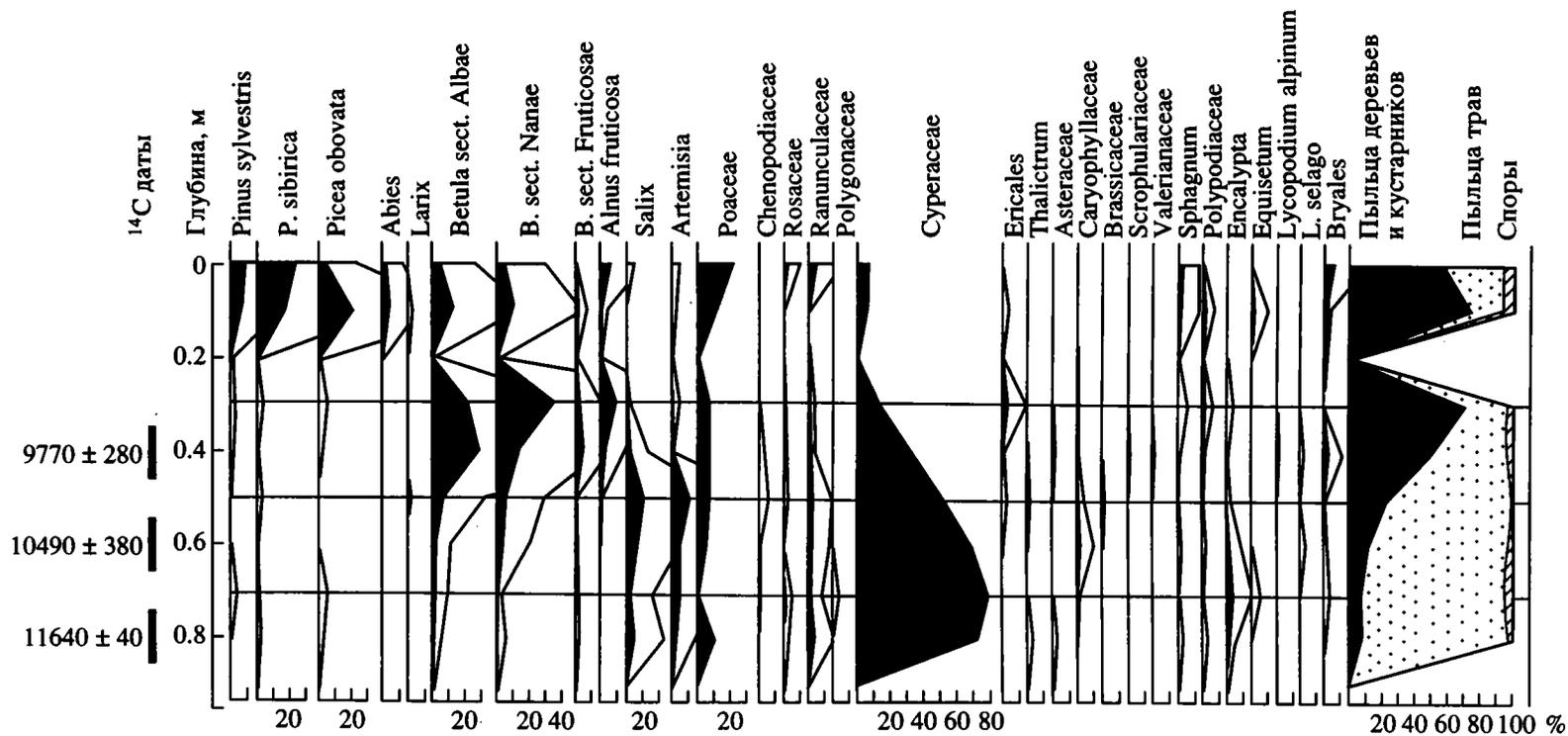


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма погребенного торфяника на о. Свердруп.

Доля таксонов с малым процентным содержанием дополнительно показана линиями с увеличением масштаба в 5 раз.

Распространение растительности, типичной для современных южных тундр и, судя по пыльцевым спектрам, полное исчезновение степных ассоциаций, а также продвижение к северу древесной растительности позволяет говорить о том, что климат первой половины предбореального периода был намного благоприятнее современного. Раннеголоценовый климатический оптимум в высоких широтах Арктики отмечают многие исследователи (Ложкин, 1987; Makeev, Popov, 1988; Украинцева, 1990; Николаев, Колоколов, 1992; Ritchie, Swynar, Spear, 1983; Clague, Mathews, 1989). Главной причиной того, что это потепление оказалось максимальным для современных приморских и островных районов Арктики, является быстрое повышение уровня Мирового океана к началу бореального периода (Каплин, 1975) и, как следствие, превращение районов с резкоконтинентальным климатом в островные и приморские территории с соответствующими климатическими условиями. Таким образом, раннепредбореальное потепление проявилось на арктическом побережье как термический оптимум в условиях еще континентального климата, хотя и значительно менее сурового, чем в позднеледниковое время. Все последующие голоценовые потепления происходили уже в условиях морского типа климата, благодаря сглаживающему влиянию холодных вод Северного Ледовитого океана. Даже максимальное потепление 4500 - 6000 лет назад, проявившееся как климатический оптимум во многих регионах Северного полушария (Хотинский, 1977), оказало меньшее воздействие на природу Арктики.

Торфонакопление прекращается в середине предбореального периода. Перекрывающие торфяник пески эолового происхождения с жильными псевдоморфозами, заполненными суглинистым материалом, содержат очень незначительное количество пыльцевых зерен, что не позволяет достоверно судить о характере ландшафтно-климатических изменений в голоцене.

Образцы с глубины 10 см и с поверхности содержат пыльцу и споры, принадлежащие в основном дальнезаносным таксонам (*Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Betula*, *Alnus*), а также видам местной флоры (*Rosaceae*, *Rosaceae*, *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*, *Salix*, *Bryales*, *Sphagnum*). Состав пыльцевых спектров и соотношение пыльцы дальнезаносных и местных видов является обычным для высокоширотной Арктики (Кренке, Федорова, 1961; Калугина и др., 1979; Van der Knaap, 1990; Andreev, 1992) и в достаточной мере отражает скудную растительность арктической пустыни.

ВЫВОДЫ

Комплексное исследование погребенного торфяника и проведенные палеорекострукции поз-

волили установить для позднеледниковья и начала голоцена три этапа развития растительности и климата. Первый этап датируется аллередом и характеризуется относительно теплым и влажным климатом. В растительности господствовали ассоциации, характерные для современных тундр, а также существовали степные ценозы. Этап холодного и сухого климата датируется поздним дриасом и характеризуется усилением позиций ксерофильной растительности. Третий этап, являющийся термическим оптимумом голоцена в этом регионе (как и в других приморских высокоширотных районах Арктики) датируется первой половиной предбореального периода. Это объясняется глобальным потеплением климата на рубеже позднеледниковья и голоцена и относительно низким положением уровня Северного Ледовитого океана, определявшим континентальный тип климата в ныне приморских районах. Континентальность климата позволяла существовать растительности, характерной для современных кустарниковых тундр.

Накопление торфа, начавшееся около 12000 лет назад, в условиях глобального потепления климата, прекращается около 9500 лет назад. Причиной этого явилось не столько позднепредбореальное похолодание климата, фиксируемое во многих регионах Северной Евразии (Хотинский, 1977), сколько быстрое повышение уровня Мирового океана, вызвавшее смену континентального климата морским. Сокращение вегетационного периода, значительное снижение летних температур отрицательно сказались на составе флоры о. Свердруп, произошло исчезновение *Erica sect. Nanae*, представителей порядка *Ericales*, *Alnus fruticosa*. Растительный покров острова приобретает облик, характерный для современных арктических пустынь.

Наши данные позволяют говорить об отсутствии ледникового покрова на севере Западной Сибири и на шельфе Карского моря в конце позднего плейстоцена. Сохранившиеся в подстилающих торфяник песках и супесях ледяные жилы и их бедность пылью свидетельствуют об активной роли мерзлотных и эоловых процессов в пределах обширных областей осушенного шельфа и на прибрежных низменностях в позднечетвертичное время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Наука, 1987. 300 с.
- Влодавец В.И. Геолого-петрографические наблюдения, произведенные во время экспедиции на ледокольном пароходе "Сибиряков" в 1932 г. // Тр. Арктического института. 1933. Т. X. С. 175 - 202.
- Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высшая школа, 1980. 343 с.

- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз, 1948. 223 с.
- Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Данилов И.Д. О гипотезе покровного оледенения Арктического шельфа и прилегающих равнин севера Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 2. С. 80 - 88.
- Данилов И.Д., Полякова К.И. Палеоклимат позднего плейстоцена и голоцена севера Западной Сибири и Печорской низменности // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена М.: Наука, 1989. С. 145 - 151.
- Дибнер В.Д., Захаров В.В. Острова Карского моря // Геология СССР. Т. 26. М.: Наука, 1970. С. 196 - 207.
- Калугина Л.В., Макеев В.М., Малаховский Д.Б., Софронова И.Н. Некоторые результаты палинологических исследований на архипелаге Северная Земля в связи с вопросом о переносе пыльцы и спор в высокоширотной Арктике // Изв. Всес. географ. о-ва. 1979. Т. 3. № 4. С. 330 - 334.
- Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1975. 265 с.
- Кренке А.Н., Федорова Р.В. Пыльца и споры на поверхности ледников Земли Франца-Иосифа // Материалы гляциологических исследований. ИГ АН СССР. 1961. Вып. 2. С. 56 - 61.
- Ложкин А.В. Геохронология позднего антропогена Северо-Востока СССР // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 172 - 179.
- Макеев В.М., Большинов Д.Ю., Малаховский Л.Б. и др. Стратиграфия и геохронология плейстоценовых отложений Северной Земли // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 132 - 137.
- Николаев В.Н., Колоколов С.Л. Климатостратиграфия голоцена по изотопно-кислородным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 145 - 151.
- Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1967. Вып. 21. Ч. II. 503 с.
- Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1969. Вып. 21. Ч. IV. 402 с.
- Украинцева В.В. Новые палинологические и палеоботанические свидетельства раннеголоценового потепления климата в высоких широтах Арктики // Ботан. журн. 1990. Т. 75. № 1. С. 70 - 73.
- Украинцева В.В., Арсланов Х.А., Белорусова Ж.М., Устинов В.Н. Первые данные о раннеголоценовой флоре и растительности острова Большой Ляховский (Новосибирский архипелаг) // Ботан. журн. 1989. Т. 74. № 6. С. 782 - 793.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 198 с.
- Andreev A.A. Fossil pollen spectra from Severnaya Zemlya glacier. Problems of longdistant influx // 8th International Palynological Congress. Abstr. of papers. Aix-en-Provence. (France) September 6 - 12, 1992. Aix-en-Provence. 1992. P. 6.
- Clague J.J., Mathews R.W. Early Holocene thermal maximum in western North America: new evidence from Castle Peak, British Columbia // Geology. 1989. V. 17. № 36. P. 277 - 280.
- Makeev V.M., Ponomareva D.P. The Holocene palaeogeography of Kotelny Island // International conference on the problems of the Holocene (abstracts). Tbilisi 17 - 23 October 1988. Metsniereba, 1988. P. 64 - 65.
- Ritchie J.C., Cwynar L.C., Spear R.W. Evidence from north-west Canada for early Holocene Milancovitch maximum // Nature. 1983. V. 305. № 5930. P. 126 - 128.
- Van der Knaap W.O. Relations between present-day pollen deposition and vegetation in Spitsbergen // Grana. 1990. V. 29. P. 63 - 78.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 55 (517.3)

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ДАРБИЙСКОГО РАЙОНА
ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

© 1995 г. В. Ф. Шувалов

Институт озероведения РАН

196199 Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, 9, Россия

Поступила в редакцию 20.07.93 г., получена после доработки 24.10.93 г.

Ключевые слова. Западная Монголия, геология, разрезы, флора и фауна, юра, нижний мел.

Район сомона Дариби (районного центра Гоби-Алтайского аймака) Монголии представляет огромный интерес с позиции познания континентального мезозоя. К югу от указанного районцентра располагается один из наиболее полных (если не самый полный) в Монголии фаунистически и флористически охарактеризованных разрезов юры и нижнего мела, неоднократно посещавшийся и описанный различными геологами и палеонтологами (Девяткин и др., 1975; Неуструева, 1982; Пономаренко, Попов, 1980; Хосбаяр, 1972, 1973; Шувалов, 1982; Юрские..., 1985). Некоторыми из них (Девяткин и др., 1975; Хосбаяр, 1972) отмечалось, что к югу от хребта Гурван-Эрэн нижнемеловые отложения предположительно несогласно перекрываются палеогеновыми красноцветами. Однако ни описания последних, ни каких-либо находок в них органических остатков в доказательство этого предположения не приводилось. Не было конкретных материалов и по возрасту подстилающих мезозой образований. Более того, начиная с П. Хосбаяра (1972, 1973) считалось, что в разрез нижней - средней юры на горе Бага-Хайрхан, подобно многим другим регионам Монголии, в качестве нижнего члена входит сероцветная конгломератовая толща мощностью более 300 м. Однако в последней органических остатков также найдено не было. Остатки пресноводных ниже-среднеюрских моллюсков были обнаружены автором статьи в 1970 г. лишь в перекрывающих конгломераты песчаниковых отложениях (Девяткин и др., 1975).

Что касается более высоких горизонтов юры и нижнего мела, обнажающихся к югу от Дарби в хр. Гурван-Эрэн и его окрестностях, то в них собрано большое количество самых разнообразных органических остатков (моллюски, остракоды, конхостраки, динозавры, копролиты, листовая флора и др.), позволивших достаточно детально разработать схемы стратиграфии юры и мела данного региона (Девяткин и др., 1975; Пономаренко, Попов, 1980; Хосбаяр, 1972, 1973; Шувалов, 1982). В связи с вышеотмеченным, на

мезозойских отложениях района Дарби мы останавливаться не будем, исключая окрестности г. Бага-Хайрхан и колодца Гуен-Худук, где они в первом случае перекрывают, а во втором – подстилают (рис. 1) интересующие нас палеозойские и кайнозойские образования. В последних в 1986 г. автором впервые собраны соответственно остатки флоры и фауны, существенно меняющие или уточняющие господствовавшие ранее представления об их возрасте.

**СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ
ОБРАЗОВАНИЯ**

Касаясь сероцветной конгломератовой толщи, обнажающейся на северо-западном и западном склонах г. Бага-Хайрхан-Ула, следует подчеркнуть, что по своему облику она довольно существенно отличается от перекрывающей ее сероцветной и пестроцветной заведомо ниже-среднеюрской толщи, с которой они ранее объединялись в составе единой свиты или комплекса (Девяткин и др., 1975; Хосбаяр, 1972). На западной оконечности г. Бага-Хайрхан указанные толщи разделены угловым и азимутальным несогласием (рис. 1) и имеют различный облик (конгломератовая толща по своему облику ближе к подстилающим ее палеозойским образованиям, тогда как песчаниковая более сходна с перекрывающими ее юрскими отложениями).

По нашим наблюдениям (рис. 2), конгломератовая толща ложится несогласно на подстилающие ее ниже-среднепалеозойские эффузивы, либо чаще всего контактирует с последними по разломам (рис. 1). Если эффузивы имеют падение к В-СВ под углами до 35° - 40°, то конгломераты – на З-СЗ под углами 10° - 15°. В разрезе интересующей нас конгломератовой толщи здесь (снизу вверх) прослеживаются следующие горизонты и пачки.

1. Конгломераты разногалечные, плотные, серые. Мощность до 10 м.

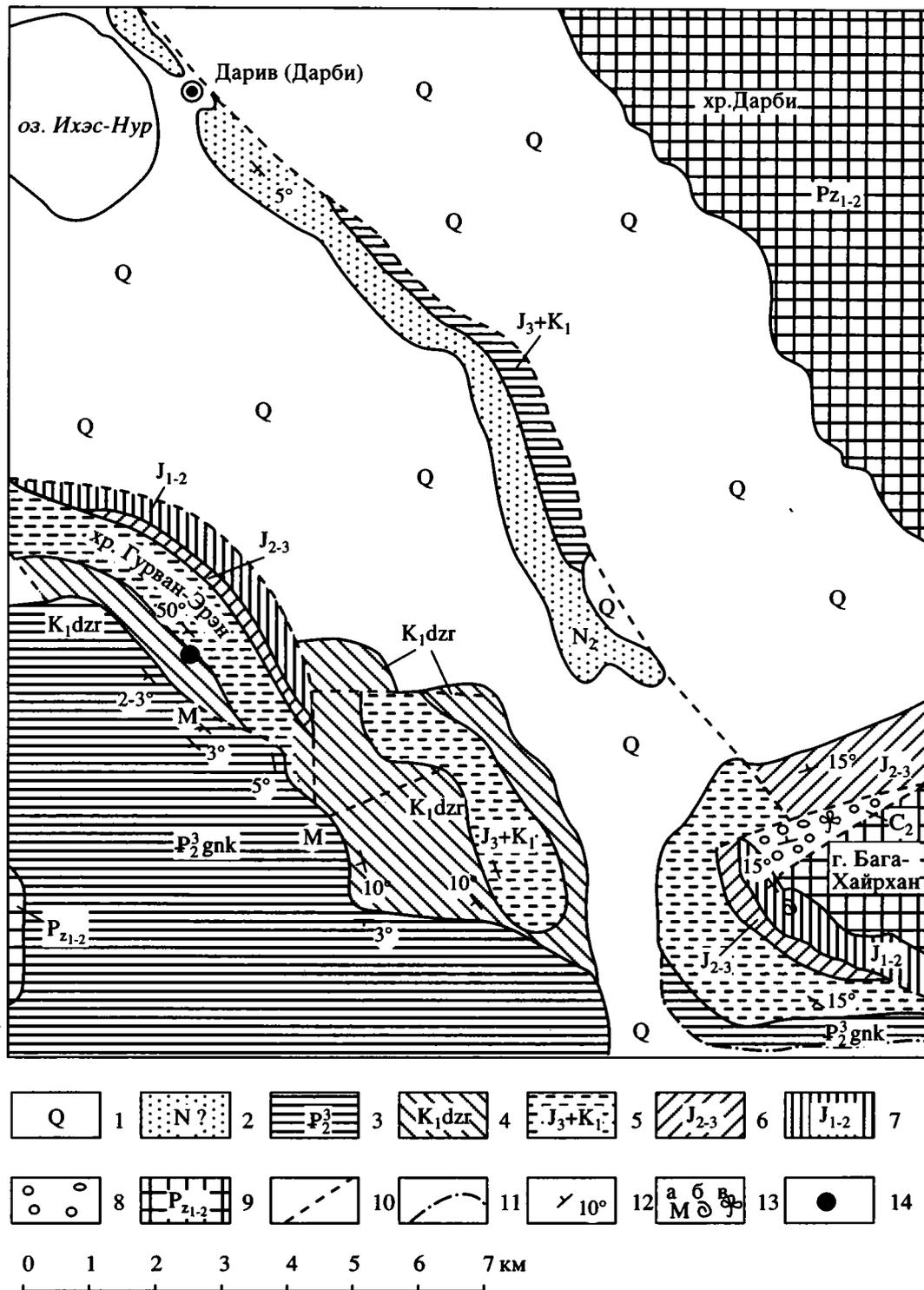


Рис. 1. Геологическая карта района сомона Дарби. Составил В.Ф. Шувалов, 1986 г.

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые (?) отложения; 3 – средний олигоцен, гуенхудукская свита; 4 – нижний мел, апт-альб (дээрэгская свита); 5 – верхнеюрско-нижнемеловые отложения; 6 – средне-верхнеюрские отложения (дарбийская свита); 7 – нижне-среднеюрские отложения (жаргалантская свита); 8 – среднекарбонные отложения (багахайрханская свита); 9 – нижне-среднепалеозойские образования; 10 – тектонические контакты (разломы); 11 – условные границы; 12 – углы падения пластов; 13 – органические остатки: а) млекопитающие, б) моллюски, в) листовая флора; 14 – местоположение колодца Гуен-Худук.

2. Углистые алевролиты, аргиллиты и песчаники серого, темно-серого и буровато-серого цвета с прослоями плотных конгломератов темно-серого цвета и углей. Мощность прослоев песчаников и конгломератов до 0.5 м, угленосных аргиллитов – до 2 - 3 м, углей – до 1 - 1.5 м. Видимая длина линзовидных угленосных прослоев – свыше 200 м. В аргиллитах и песчаниках выше угольных прослоев автором найдены остатки флоры *Abasandidium neuburgae* (Dur.) (определение Г.Н. Васильевой). Мощность 20 м.

3. Конгломераты плотные, серые и зеленовато-серые, валунно-галечные. Галька и валуны различной окатанности. Встречаются мелкие обломки и глыбы. Мощность до 300 м.

К югу конгломератовая толща несогласно перекрыта сероцветными и пестроцветными песчаниками с прослоями аргиллитов, гравелитов и конгломератов, содержащими остатки нижне-среднеюрских моллюсков *Pseudocardinia turfanensis* Mart., *P. jennisica* Mart. и *Sibireconcha* sp., общей мощностью до 150 - 200 м – жаргалантская свита (Девяткин и др., 1975).

Завершает видимый разрез западной оконечности горы Бага-Хайрхан красноцветная толща песчаников, гравелитов и конгломератов с включением неопределимых костей динозавров, общей мощностью около 100 м (рис. 2). Эта толща параллелизуется нами с дарбийской свитой П. Хосбаяра (1972) или верхами среднеюрского комплекса (Девяткин и др., 1975) и датируется условно средней-верхней юрой. На юго-западной оконечности горы она местами непосредственно перекрывает конгломератовую толщу, выделяемую нами в самостоятельную багахайрханскую свиту.

Конгломератовая нижняя толща или багахайрханская свита в целом сероцветная. Однако на южном склоне горы цвет конгломератов постепенно меняется с серого до розовато-серого и даже до красновато-серого. Галька в верхних горизонтах конгломератовой толщи менее крупная, чем в ее низах, и лучше окатанная. Пачка 2 описанного разреза толщи линзовидная, видимая ее протяженность свыше 300 м. Общая мощность багахайрханской свиты оценивается нами в 300 - 350 м.

Возраст свиты определяется указанными выше остатками *Abasandidium neuburgae*. По определению Г.Н. Васильевой (данные М.В. Дуранте, 1976), этот вид распространен в отложениях мурукцикской свиты (низы среднего карбона) и ее аналогов Южной Монголии. В данном районе Западной Монголии отложения с подобной флорой встречены впервые.

Таким образом, из вышеописанного видно, что конгломератовая толща резко отличается от перекрывающих ее ниже-среднеюрских отложений жаргалантской свиты и столь же отлична

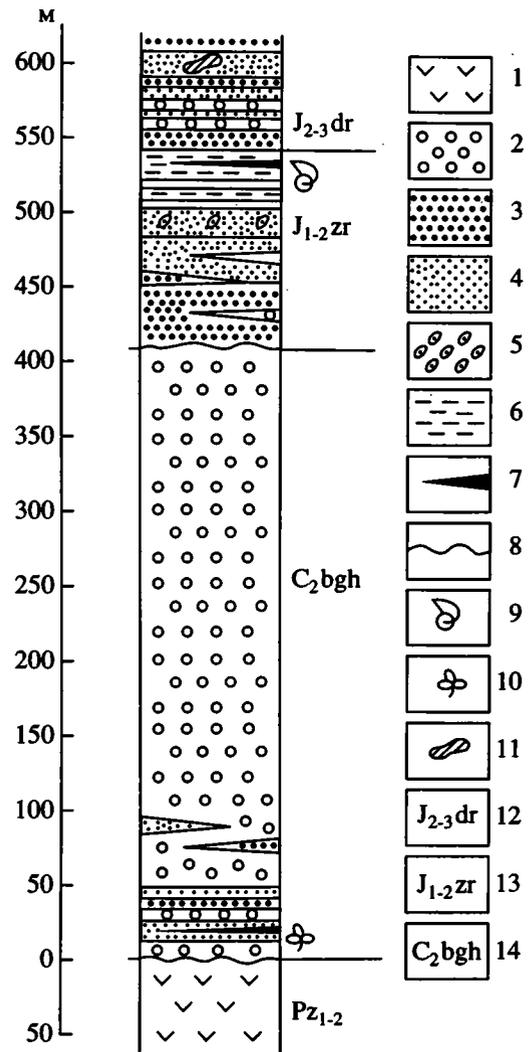


Рис. 2. Разрез палеозойских и юрских образований на северо-западном склоне горы Бага-Хайрхан.

1 – ниже-среднепалеозойские эффузивы; 2 – конгломераты; 3 – гравелиты; 4 – песчаники; 5 – ядровидные песчаниковые конкреции; 6 – аргиллиты и глинистые сланцы; 7 – угольные прослои и линзы; 8 – несогласное залегание; 9 – места находок ископаемых моллюсков; 10 – места сборов ископаемой флоры; 11 – остатки костей динозавров; 12 – дарбийская свита; 13 – жаргалантская свита; 14 – багахайрханская свита.

от подстилающих ее палеозойских сильно метаморфизованных эффузивов. Это вполне самостоятельное стратиграфическое подразделение, завершающее здесь палеозойский разрез. Мезозой же начинается отмеченными выше сероцветными и пестроцветными песчаниками, конгломератами, гравелитами и аргиллитами общей мощностью до 150 - 200 м, обнажающимися на южном и юго-западном склонах горы Бага-Хайрхан (жаргалантская свита) и содержащими в себе остатки указанных выше псевдокардиний и сибиреконх (Девяткин и др., 1975).

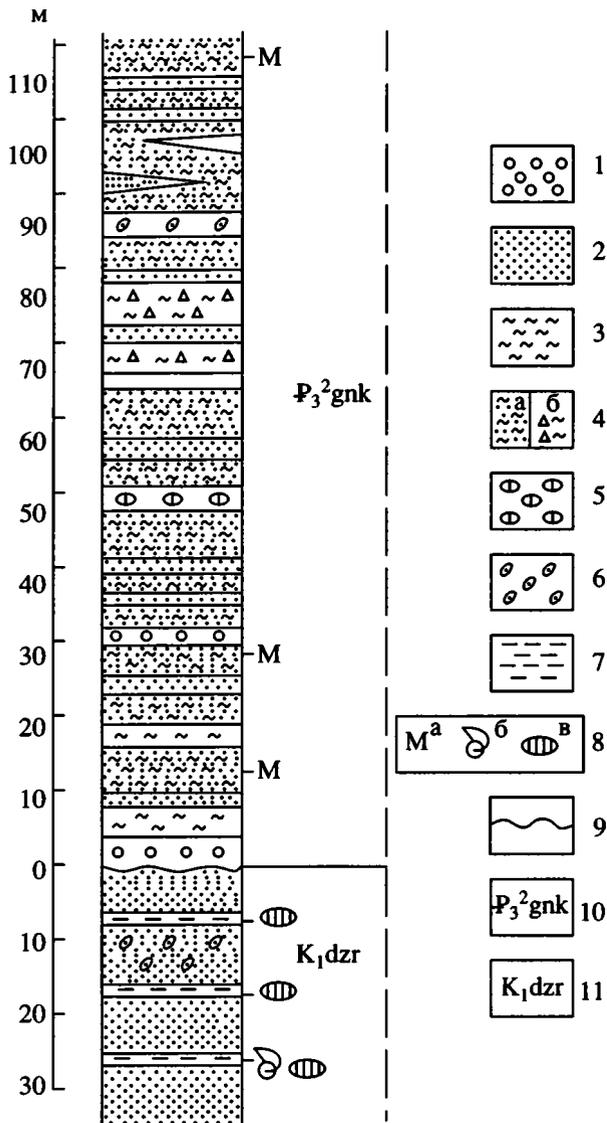


Рис. 3. Разрез палеогеновых и нижнемеловых отложений к юго-западу от кол. Гуен-Худук.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – глины; 4 – песчаные глины (а), щебнисто-гравелитовые глины (б); 5 – известковистые конкреции; 6 – песчановые конкреции; 7 – аргиллиты; 8 – ископаемые органические остатки: а) млекопитающие, б) моллюски, в) остракоды; 9 – несогласное залегание; 10 – гуенхудукская свита; 11 – дзэрэгская свита.

2. ОЛИГОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Палеогеновые красноцветные отложения развиты, главным образом, на западе и юго-западе рассматриваемого района (рис. 1), где они занимают обширную площадь между передовым хребтом Монгольского Алтая – Гурван-Эрэн и осевым монголоалтайским хребтом Сутуг-Ула, а точнее, его южными отрогами. Первый из них сложен мезозойскими отложениями, второй –

палеозойскими. Основные выходы палеогена расположены западнее и южнее хр. Гурван-Эрэн. Здесь палеоген несогласно перекрывает фаунистически охарактеризованные отложения нижнего мела, апт-альба (дзэрэгская свита). Помимо отчетливого стратиграфического несогласия, местами наблюдается и угловое несогласие. Так, к юго-западу от колодца Гуен-Худук угловое несогласие достигает $10^{\circ} - 12^{\circ}$. Углы падения в отложениях дзэрэгской свиты составляют $10^{\circ} - 30^{\circ}$, тогда как в палеогеновых – от 2° до 7° , обычно $3^{\circ} - 5^{\circ}$. Падение юго-западное.

Наиболее полный и показательный разрез палеогена наблюдался нами в 1.5 км к Ю-ЮЗ от колодца Гуен-Худук. Подстилающие его апт-альбские сероцветные отложения представлены здесь, главным образом, песчаниками с прослоями аргиллитов, содержащих остатки моллюсков и остракод (рис. 3). В разрезе палеогена, выделяемого нами в самостоятельную гуенхудукскую свиту, прослежены следующие горизонты (снизу вверх).

1. Конгломераты слабо сцементированные, буровато-серые. Мощность 3 - 4 м.

2. Глины красно-бурые с прослоями серого песчаника мощностью до 0.3 м. В глинах нами обнаружены обломки костей и зубов млекопитающих *Tsagonomis altaicus* Matthew et Granger и др. Мощность 15 м.

3. Глины красно-бурые, песчанистые, с прослоями мелкогалечного конгломерата и сероватобурого песчаника мощностью до 1 м. В глинах автором найдены обломки костей, челюсти и отдельные зубы млекопитающих *Cyclomyilus lohensis* Matthew et Granger, *Desmatolagus* sp., *Karakomys* sp. Мощность 20 м.

4. Глины красно-бурые и буровато-коричневые с примесью щебня и песка. Встречаются единичные прослои плотных розовато-бурых песчаников и известковистых катунов мощностью до 0.5 м.

В глинах встречены плохой сохранности обломки костей млекопитающих. Мощность 30 м.

5. Пачка переслаивания коричневатобурых и красноватобурых песчанистых глин с включениями гравийных зерен, прослоями слабо сцементированных песчаников и известковистых катунов мощностью до 1 м. Встречаются единичные линзовидные горизонты мелкогалечных сероватобурых конгломератов мощностью до 0.5 м. В глинах собраны обломки костей и зубов млекопитающих *Tsagonomys altaicus* M. et G. Мощность 30 м.

6. Глины красно-бурые и коричневатобурые, темные с прослоями и линзами гравелита и мелкогалечного конгломерата серого цвета. В глинах встречены остатки млекопитающих *Tsagonomys altaicus* M. et G., *Cyclomyilus lohensis*. Мощность до 10 м. Выше несогласно залегают

сероцветные четвертичные отложения мощностью до 1 - 2 м.

Видимая мощность гуенхудукской свиты составляет здесь 100 - 110 м.

Сходные по составу и цвету отложения описаны нами в 6 км к юго-востоку от кол. Гуен-Худук. Здесь верхние горизонты апт-альба имеют падение к ЮЗ, угол 10° - 12°. Представлены они пестроцветными аргиллитоподобными глинами с остатками остракод и серыми песчаниками с остатками копролитов и остракод. Мощность отдельных прослоев от 0.5 до 3 - 5 м. Между этими отложениями и несогласно залегающими на них палеогеновыми красноцветами наблюдается пачка коричневато-красных и буровато-желтых глин, похожая на кору выветривания по нижнему мелу. Нельзя, однако, исключать и того, что это самые верхи дзэрэгской свиты. Мощность пачки около 4 м.

Красноцветы гуенхудукской свиты здесь сложены следующими горизонтами (снизу вверх).

1. Конгломераты базальные, состоящие из плохо и среднеокатанной гальки различных пород и песчано-гравелитового цемента. В горизонте присутствуют линзы серых разномерных песчаников и гравелитов и светло-серых известковистых песчаников с включением отдельных галек. Мощность 10 м.

2. Песчаники и гравелиты бурого цвета. Мощность 3 м.

3. Глины красно-бурые и красные, яркие, плотные, местами песчанистые, с прослоями и линзами разномерных песчаников и мелкогалечных конгломератов. В средней части пачки найдены костные остатки млекопитающих *Tsagomys altaicus* M. et G. Мощность 30 м.

Падение пород к ЮЗ под углом 7° - 2°. Наблюдается постепенное выполаживание пластов к юго-западу. Далее не обнажено. Видимая мощность описанных отложений более 40 м.

Небольшие обнажения сходных отложений гуенхудукской свиты отмечаются также к югу от горы Бага-Хайрхан и в некоторых других местах района.

Стратотипическим разрезом гуенхудукской свиты мы считаем первый из них, описанный в 1.5 км юго-юго-западнее колодца Гуен-Худук, поскольку он наиболее полно охарактеризован палеонтологически и имеет наибольшую мощность. Возраст свиты определяется собранными в ее отложениях остатками среднеолигоценовых млекопитающих.

Данные отложения весьма сходны с описанными Е.В. Девяткиным (1981) и Д. Дашзэвэгом (1970) в Долине озер отложениями свиты Шанд-Гол, датируемой также средним олигоценом. Определявший наши сборы Д. Дашзэвэг отмечает,

что найденная автором статьи фауна идентична шандгольской и татагольской (Долина озер) и фауне из Grand Canyon Северной Америки и, несомненно является среднеолигоценовой.

ВЫВОДЫ

Таким образом, новые данные по палеогеновым отложениям дают достаточно оснований для отнесения их не просто к палеогену, как это предполагалось нами ранее (Девяткин и др., 1975), но и более конкретно к среднему олигоцену, широко развитому не только на западе и в центре Монголии, но и в ее южных и юго-восточных регионах (Дашзэвэг, 1970; Девяткин, 1981).

Первые находки карбоновой флоры и олигоценовой фауны в районе Дарби выдвигают этот район в качестве опорного для изучения не только мезозойских, как это делалось ранее, но также палеозойских и кайнозойских континентальных образований Монголии и соседних с нею регионов Азии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дашзэвэг Д. Новые данные о стратиграфии среднеолигоценовых отложений МНР // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970. С. 37 - 43.
- Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
- Девяткин Е.В., Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф., Хосбаяр П. Стратиграфия мезозоя Западной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 25 - 41.
- Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 277 с.
- Неуструева И.Ю. Условия обитания раннемеловых остракод Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. М.: Наука, 1982. С. 126 - 144.
- Пономаренко А.Г., Попов Ю.А. О палеобиоценозах раннемеловых озер Монголии // Палеонтол. журн. 1980, № 3. С. 3 - 13.
- Хосбаяр П. Стратиграфия мезозоя Западной Монголии и история ее геологического развития за это время // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1972. 35 с.
- Хосбаяр П. Новые данные о верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Западной Монголии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208. № 6. С. 1426 - 1428.
- Шувалов В.Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18 - 80.
- Юрские континентальные биоценозы Южной Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1985. 199 с.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК (092):55

ПАМЯТИ ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА РАН ВЛАДИМИРА ВЛАДИМИРОВИЧА ТИХОМИРОВА

(1915 - 1994 гг.)



13 января 1994 г. скончался Владимир Владимирович Тихомиров – крупный ученый широкого геологического профиля, выдающийся исследователь с мировой известностью в области истории и методологии наук о Земле.

Он родился 25 октября 1915 г. в Петрограде, в семье преподавателя, впоследствии профессора физической химии, заслуженного деятеля науки Азербайджанской ССР. В 1938 г., окончив с отличием геологоразведочный факультет Индустриального института в Баку, Владимир Владимирович начал трудовой путь в качестве инженера-геолога в Азербайджанском геологическом управлении, а затем начальника геологопоисковых и геологосъемочных партий. В 1940 г. В.В. Тихомиров был принят в коммунистическую партию и остался в ней до конца жизни. В «Азгеолуправлении» он за короткий период выполнил работу по подсчетам промышленных запасов и оценке ряда месторождений полезных

ископаемых, проводил геологическую съемку отдельных районов Закавказья. С первых дней Великой Отечественной войны В.В. Тихомиров активно участвовал в работах по обеспечению тяжелой промышленности минеральным сырьем.

В мае 1942 г. он добровольно вступил в действующую армию и после обучения на курсах при Военно-политической академии им. В.И. Ленина служил в 13-й Воздушной армии Ленинградского фронта, участвуя в боях в качестве заместителя командира отдельной авиационной эскадрильи и штурмана авиаэскадры. 18 апреля 1944 г. старший лейтенант В.В. Тихомиров получил тяжелое ранение, в результате которого полностью потерял зрение, и после прохождения длительного курса лечения в январе 1945 г. был демобилизован. Будучи инвалидом, В.В. Тихомиров мужественно вступил в новый период своей жизни, нашёл в себе силы и волю к продолжению научной работы. Выйдя из госпиталя, он поступил в аспирантуру Московского геологоразведочного института (МГРИ) и в 1949 г. защитил диссертацию, посвященную геологии Малого Кавказа. Учёный совет МГРИ за эту диссертацию присудил В.В. Тихомирову учёные степени кандидата и доктора геолого-минералогических наук. Представленная работа явилась результатом обобщенных предвоенных исследований автора, дополненных новыми данными изучения Кавказа в послевоенное время. Использованный в ней метод построения поярусных палеогеографических карт для изучения геотектонического развития региона вызвал большой интерес у геологов, занимающихся вопросами фациального анализа, палеогеографии и тектоники. В 1953 г. Московское общество испытателей природы (МОИП) удостоило диссертационную монографию В.В. Тихомирова «Малый Кавказ в верхнемеловое время» (1950 г.) первой премией.

В 1949 г. Н.С. Шатский пригласил В.В. Тихомирова в Институт геологических наук АН СССР для организации и проведения плановых исследований по истории геологических наук. Во главе с В.В. Тихомировым в 1951 г. был сформирован Кабинет истории геологических наук, который в 1956 г. был преобразован в отдел (позднее лабораторию) истории геологии во вновь организован-

ном Геологическом институте АН СССР (ГИН). В 1955 г. В.В. Тихомиров был утвержден в звании профессора по специальности “История геологических наук”. В 1956 г. он, совместно с В.Е. Хаиным, опубликовал книгу “Краткий очерк истории геологии”, которая широко используется в качестве учебного пособия на геологических факультетах в разных вузах и была переведена в 1959 г. на китайский язык. В начале 60-х годов вышла в свет монография В.В. Тихомирова “Геология в России первой половины XIX века”, изданная двумя частями (1960 г., 1963 г.) и содержащая исчерпывающий анализ состояния данной области знаний в этот мало изученный период. В книге, наряду с изложением фактологического материала, сформулированы важные положения по закономерностям развития науки вообще, впервые последовательно рассмотрена эволюция естественнонаучных и философских взглядов русских геологов. В 1965 г. МОИП присудило за этот фундаментальный труд первую премию.

В.В. Тихомиров был инициатором создания и ответственным редактором широкоизвестной серии “Очерки по истории геологических знаний”, в рамках которой, начиная с 1953 г., опубликовано 28 книг. Одна из них (вып. 20, 1979 г.) представлена монографией В.В. Тихомирова “Геология в Академии наук (от Ломоносова до Карпинского)”.

За заслуги в развитии истории геологии В.В. Тихомиров в 1963 г. был избран член-корреспондентом, а в 1966 г. – действительным членом Международной академии истории науки (Париж), в составе которой он был единственным геологом.

По инициативе ак. В.А. Обручева в 1955 г. была создана Комиссия по геологической изученности СССР (КОГИ), перед которой ставилась грандиозная по масштабам задача – выявить и собрать воедино материалы, связанные с геологическими изысканиями, когда-либо проводившимися на территории нашей страны. Первые годы КОГИ возглавлял директор Геологического института АН СССР Н.С. Шатский, заместителем был В.В. Тихомиров, ученым секретарем – Ю.Я. Соловьев, но вскоре, учитывая организаторский талант Владимира Владимировича, его назначили председателем Комиссии и главным редактором 52-томного издания “Геологическая изученность СССР”. Для подготовки этого издания в 60-е годы сотрудниками КОГИ было организовано научно-методическое руководство работами по сбору, обработке и систематизации сведений обо всех геологических исследованиях, проводившихся на территории Советского Союза, и обобщению собранных первичных данных. В результате сейчас имеется уникальное по объему и охвату материала справочно-информационное издание “Геологическая изученность СССР”, равного которому нет ни в какой другой области

знания и ни в одной стране мира. К настоящему времени опубликовано уже 1050 книг этого издания, которыми пользуются не только геологи, но экономисты, географы, историки геологии, библиографы и другие специалисты. Роль В.В. Тихомирова в общесоюзной деятельности КОГИ трудно переоценить. Следует также отметить, что произошедшее в конце 60-х - начале 70-х годов обращение широких кругов геологов к вопросам истории и методологии геологических наук, было прямым следствием активных действий В.В. Тихомирова и вверенного ему коллектива сотрудников лаборатории. Этот коллектив всегда был высокоавторитетным международным центром, связывающим деятельность историков геологии 36 стран, расположенных на пяти континентах. Возглавленный Владимиром Владимировичем коллектив авторов юбилейной монографии “История Геологического института АН СССР: развитие института, его научные школы и библиография трудов” (1980 г.), в частности, показал, что ретроспективный анализ развития фундаментальных направлений геологии позволяет оценивать нынешнее состояние науки и прогнозировать ее будущее. В значительной степени усилиями В.В. Тихомирова широкое развитие получила новая отрасль в комплексе наук о Земле – история геологических наук. Официальным отражением этого явилось то, что, начиная с 23-й сессии Международного геологического конгресса (Прага, 1968 г.), секция истории геологии получила права гражданства, наравне с другими традиционными геологическими секциями.

В 80-е годы Президиум АН СССР расширил обязанности Комиссии по геологической изученности СССР, и предложил ей координировать деятельность отдельных ученых и групп, занимающихся вопросами истории и методологии геологических наук, организовывать работы по изучению истории геологических исследований в СССР, осуществлять методическое руководство работами по составлению справочно-библиографических материалов, принимать участие в организации и проведении международных и внутрисоюзных совещаний по проблемам истории и методологии геологических исследований. В 1983 г. КОГИ была преобразована в Комиссию АН СССР по истории геологических знаний и геологической изученности СССР, а ее председателем был вновь назначен В.В. Тихомиров, избранный в 1981 г. член-корреспондентом АН СССР по специальности “Геология”.

Новые грани организаторских способностей В.В. Тихомирова ярко проявились в деятельности созданной в 1967 г. Международной комиссии по истории геологических наук (ИНИГЕО). В 1967 - 1975 гг. В.В. Тихомиров дважды избирался ее президентом, а с 1984 г. был ее вице-прези-

дентом. В.В. Тихомиров – инициатор проведения ряда крупных международных и общесоюзных симпозиумов по истории и методологии геологических наук, председатель секции “История геологии” на 27-й сессии Международного геологического конгресса (Москва, 1984 г.) и XI симпозиума ИНИГЕО. Благодаря неисчерпаемой работоспособности, эрудиции и жизненной энергии В.В. Тихомиров стал известен не только как выдающийся организатор и руководитель научных исследований в области истории геологических наук, но и как крупный геолог. Он был постоянным редактором-консультантом горно-геологического отдела Большой советской энциклопедии и справочного издания “Горная энциклопедия”. Общество Геологических наук в Берлине избрало В.В. Тихомирова в 1976 г. почетным членом.

Отдавая много сил научно-организационной работе в области истории геологии, В.В.Тихомиров занимался и современными проблемами наук о Земле. В конце 50-х - начале 60-х годов он провел исследования по теоретическим вопросам геотектоники, а в начале 70-х годов развивал оригинальные взгляды В.И. Вернадского и Л.С. Берга об эволюции микроорганизмов в раннем архее.

Систематически занимаясь вопросами истории геологии, В.В. Тихомиров детально проанализировал особенности развития ее идей, методов и поновому представил периодизацию истории науки. Владимир Владимирович неоднократно подчеркивал, что периодизация – это не искусственный прием исследователя, а объективно существующая реальность, обусловленная неравномерным ходом развития науки.

В декабре 1987 г. правительственным постановлением в самом центре Москвы был организован Государственный геологический музей им.

В.И. Вернадского, а в марте 1991 г. Президиум Академии наук счел целесообразным перевести сектор истории геологии из Геологического института в этот уникальный музей для дальнейшего развития в нем проблем истории науки. Одновременно ставилась важная задача – использовать ценнейшие накопленные разнообразными историко-научные фонды в музейном деле, экспозициях и выставках. Как и в былые годы, Владимир Владимирович строил далеко идущие планы, занимаясь сбором материалов по теме “Культура камня в древней Евразии”. В 1992 г. его избрали действительным членом Академии естественных наук Российской Федерации.

Об удивительно плодотворной научной деятельности В.В. Тихомирова свидетельствуют около 400 опубликованных им, в том числе и в соавторстве работ. Многие труды переведены на иностранные языки и изданы в 18 странах. Современники В.В. Тихомирова и последующие исследователи будут неизбежно обращаться к оставленному Владимиром Владимировичем научному наследию.

Боевые заслуги В.В. Тихомирова и его успехи в развитии геологической науки отмечены орденами: Отечественной войны I и II степени, Красной Звезды, Знак Почета, Трудового Красного Знамени, Октябрьской Революции и многими медалями.

Все, кто знал Владимира Владимировича Тихомирова, навсегда сохранят память о нем.

В.А. Жариков, Б.М. Зубарев, Н.П. Лавров, Н.В. Межеловский, Е.Е. Милановский, Ю.М. Пушаровский, Д.В. Рундквист, Б.С. Соколов, Ю.Я. Соловьев, П.П. Тимофеев, В.Е.Хаин, А.Л. Яншин.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

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

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

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, 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. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируются 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).

МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

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

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

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника*
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал физической химии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
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
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение*
Прикладная биохимия и микробиология
Стратиграфия. Геологическая
корреляция
Теоретические основы
химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Физика Земли*
Физика плазмы
Физиология растений
Химия высоких энергий
Электрохимия
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources

Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Physics—Doklady
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Protection of Metals
Biology Bulletin

Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials

Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Petrology
Astronomy Letters

Applied Biochemistry and Microbiology

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical
Engineering
High Temperature
Thermal Engineering

Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Electrochemistry
Physics of Atomic Nuclei
*Glass Physics and Chemistry***
*Laser Physics***
*Pattern Recognition and Image Analysis***
*Programming and Computer Software***
*Radiochemistry***
*Russian Journal of Ecology***
*Russian Journal of Marine Biology***
*Russian Journal of Organic Chemistry***
*Studies on Russian Economic Development***
*The Physics of Metals and Metallography***

* В 1995 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

** В 1995 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой"
только на английском языке.