

ISSN 0869-592X

Том 8, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2000



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 8 № 5 2000 Сентябрь–Октябрь

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 8, номер 5, 2000

Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) <i>А. Ф. Вейс, Н. Н. Ларионов, Н. Г. Воробьева, Ли Сень-Джо</i>	3
Зональное расчленение мелеховского горизонта (верхний карбон, гжельский ярус) Пермского Приуралья по фузулиноидеям <i>А. П. Вилесов</i>	29
Биогеографическая зональность Индийского океана в позднем мезозое <i>Е. В. Иванова</i>	43
О границе альба и сеномана в Юго-Западном Крыму <i>Т. Н. Горбачик, Л. Ф. Копаевич, Д. П. Найдин</i>	52
Палинологическая характеристика кайнозойских отложений Снежногорского углепроявления (Верхнезейская впадина) <i>Т. В. Кезина, Г. Ф. Олькин</i>	65
Отражение климатических событий плейстоцена в геологической истории Черного моря <i>П. В. Федоров</i>	74
Новые данные о геохронологии палеолита Южного Леванта (Ближний Восток) <i>С. А. Лаухин, А. Ронен, В. А. Ранов, Г. А. Поспелова, Я. М. Бурдукевич, З. В. Шаронова, В. А. Волгина, О. А. Куликов, В. К. Власов, А. Цацкин</i>	82
Угловые несогласия Туркестано-Алая и корреляция геологических событий в карбоне <i>В. И. Белоусов</i>	96

Персоналии

К 100-летию со дня рождения Николая Лазаревича Бубличенко (1899–1999)	111
---	-----

Contents

Vol. 8, No. 5, 2000

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

Significance of Microfossils for Riphean Stratigraphy of the southern Urals (Bashkirian Meganticlinorium) and Adjacent Region (Kama–Belaya Aulacogen) <i>A. F. Veis, N. N. Larionov, N. G. Vorob'eva, and Lee Seong-Joo</i>	3
Fusulinidae-Based Zonation of the Melekhov Horizon (Upper Carboniferous, Gzhelian Stage) in the Perm' Region <i>A. P. Vilesov</i>	29
Biogeographic Zoning of the Indian Ocean in the Late Mesozoic <i>E. V. Ivanova</i>	43
The Albian–Cenomanian Boundary in the Southwestern Crimea <i>T. N. Gorbachik, L. F. Kopaevich, and D. P. Naidin</i>	52
Palynological Characteristics of Cenozoic Coal-Bearing Deposits, the Snezhnogorskii Locality in the Verkhnyaya Zeya Basin <i>T. V. Kezina and G. F. Ol'kin</i>	65
Pleistocene Climatic Events in the Geological History of the Black Sea <i>P. V. Fedorov</i>	74
New Data on the Paleolithic Geochronology in Southern Levant <i>S. A. Laukhin, A. Ronen, V. A. Ranov, G. A. Pospelova, Ya. M. Burdukevich, Z. V. Sharonova, V. A. Volgina, O. A. Kulikov, V. K. Vlasov, and A. Tsatskin</i>	82
Angular Unconformities in the Turkestan–Alai Region and Correlated Geological Events of the Carboniferous Time <i>V. I. Belousov</i>	96

Personalia

Nikolai Lazarevich Bublichenko (1899–1999): A Centenary from the Hour of His Nativity	111
---	-----

УДК 561.232:551.72(470.551.57)

МИКРОФОССИЛИИ В СТРАТИГРАФИИ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ) И ПРИУРАЛЬЯ (КАМСКО-БЕЛЬСКИЙ АВЛАКОГЕН)

© 2000 г. А. Ф. Вейс*, Н. Н. Ларионов**, Н. Г. Воробьева*, Ли Сень-Джо***

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

** ОАО “Башкиргеология”, 450059 Уфа, ул. Рихарда Зорге, 9/1, Башкортостан

*** Геологический факультет, Куньпукский Национальный Университет, Тайгу, 702–701, Южная Корея

Поступила в редакцию 29.07.99 г.

Приведены данные о таксономическом составе шести важных в стратиграфическом отношении рифейских микробиот Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Верхнекамская впадина Камско-Бельского авлакогена). Микробиоты принадлежат кужинским (две микробиоты), тюльменской, нугушской и лемезинской толщам стратотипа рифея и кырпинской серии (пальниковская микробиота) восточной части Русской плиты. Стратиграфическая интерпретация названных отложений (кроме нугушских и лемезинских) в настоящее время противоречива. Кужинские и тюльменская толщи считаются либо разновозрастными и принадлежащими различным горизонтам верхней части юрманинской серии среднего рифея, либо синхронными и заполняющими продолжительный предкаратавский перерыв. Кырпинскую серию Приуралья чаще относят к нижнему рифею, но высказываются взгляды о ее принадлежности к каратавию. В изученных микробиотах (в первую очередь кырпинской и нугушской) обнаружены многочисленные, в том числе сложно построенные микроостатки, имеющие разнообразный таксономический состав (более 20 родов и 25 видов). Полученные новые данные важны для понимания строения юрматинско-каратавского интервала рифея на Южном Урале, уточнения возраста кырпинской серии Приуралья и могут быть использованы для широких межрегиональных корреляций.

Ключевые слова. Микробиоты, стратотип, ассоциация микрофоссилий, микрофитогеологические уровни, корреляция.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы, несмотря на предпринимаемые рядом исследователей усилия по сближению принципов и методов построения общих шкал верхнего протерозоя и фанерозоя (Семихатов и др., 1991; Постановление..., 1993), различия между теми и другими шкалами продолжали быстро углубляться. Учитывая традиционную приверженность сторонников приоритета рифея хроностратиграфическому мышлению, можно думать, что упомянутый разрыв сформировался всецело или в значительной степени под воздействием приобретающих сейчас все большую популярность среди докембрийских геологов абстрактных хронометрических воззрений, воплощенных в альтернативной шкале палео-, мезо- и неопротерозоя, предложенной около десяти лет назад Международной подкомиссией по стратиграфии докембрия и одобренной МГСН (Plumb, 1991; анализ см. Семихатов, 1993, 1995, 1997). Данная шкала опирается на некритически переносимую в геологию одну из концепций (субстанциальную) физического времени, позволяющую рассматривать последнее как “чистую” длительность (независимую временную координату), которая суще-

ствует вне всякой связи с конкретным содержанием каждого ее отрезка – представительными разрезами супракрустальных образований.

Стремительная экспансия абстрактно-хронометрических взглядов, вольно или невольно поощряемая некоторыми российскими исследователями, имеет два негативных следствия, не имеющих разумного объяснения. Во-первых, утрату рифея как широко зарекомендовавшего себя общего подразделения докембрия. Во-вторых, отказ от доказавшей свою высокую эвристичность рифейской хроностратиграфии, оперирующей реальным геологическим временем, зафиксированным в последовательностях осадочных пород и содержащихся в них органических остатков. Положение усугубляется противоречиями, проявляющимися в рамках рифейской школы: одни исследователи полагают, что летопись рифея расшифрована полностью, за исключением ряда второстепенных событий, а в построениях других рифей предстает едва ли не фикцией. К этим построениям приводят выводы о тектонической строенности стратотипа рифея, представления о сверхнизких “дорифейских” стронциевых отношениях в карбонатных породах из опорных раз-

резов Сибири, основанная только на изотопно-геохронологических данных возрастная интерпретация представительных рифейских микробиот, противоречащая палеонтологическим данным, и др.

В сложившихся условиях особое значение приобретают региональные исследования, наполняющие рифей полноценным геологическим и палеобиологическим содержанием. К главным объектам таких исследований принадлежит южноуральский стратотип рифея, а к важнейшим проблемам его стратиграфии – микрофитологическая характеристика и строение пограничных отложений между юрматинской и каратавской сериями, которые традиционно рассматриваются как типовые последовательности соответственно среднего и верхнего рифея (Шатский, 1945; Стратиграфия..., 1963; Стратотип..., 1983; Келлер и др., 1984; Семихатов и др., 1991; Постановление..., 1993; Козлов и др., 1997 и др.). Авторами в 1996–1997 гг. изучались органостенные микрофоссилии из юрматинско-каратавского перехода в пределах Башкирского мегантиклинория (тюльменская, кужинские, нугушская и лемезинская толщи), параллельно с которыми анализировались микрофоссилии из субплатформенных разрезов рифея в Приуралье. В результате проведенных исследований были получены принципиально новые данные о микрофитологической специфике перечисленных отложений и описано шесть различных по представительности микробиот, которые включают десятки родов и видов микрофоссилий, в том числе крупные и сложно построенные формы. Наибольшее разнообразие присуще палинической (кырпинской) микробиоте Приуралья и нугушской микробиоте Башкирского мегантиклинория, а тюльменские, кужинские и в особенности лемезинские микрофоссилии менее наглядны.

В принятых ныне региональных схемах, заключающие названные микробиоты, подразделения занимают различную стратиграфическую позицию, но безусловной она является лишь у нугушской и лемезинской биот, которые происходят из одноименных подсвит зильмердакской свиты – базальной свиты каратавской серии, которая, как уже говорилось, является типом верхнего рифея. Кужинские и тюльменские отложения, согласно господствующим воззрениям, принадлежат юрматинской серии, а согласно другим взглядам, заполняют предполагаемый продолжительный предкаратавский перерыв. Кырпинские толщи Приуралья большинство исследователей сопоставляет с нижнерифейской бурзянской серией, но высказывались мнения и об их принадлежности к каратавию. В свете этих разногласий приведенная ниже новая информация о микрофитологической специфике названных подразделений докембрия Южного Урала и Приуралья представляется особенно актуальной. Интеграция полученных дан-

ных в имевшуюся прежде картину вертикального распределения микрофоссилий на рубеже юрматиния и каратавия в уральских и сибирских разрезах позволяет по-новому оценить роль палеонтологических данных в обосновании границы среднего и верхнего рифея.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ МИКРОБИОТ

Общая характеристика объектов исследования. Из трех серий – бурзянской, юрматинской и каратавской – слагающих, как традиционно считается, типовой разрез уральского рифея, из дальнейшего рассмотрения исключена бурзянская серия, для которой отсутствуют новые микрофитологические данные. Среди отложений, причисляемых к юрматинской серии мы остановимся только на тюльменской толще, которая чаще всего относится к верхней части завершающей разрез среднего рифея глинисто-карбонатной авзянской свиты. Такой выбор связан с тем, что две нижние свиты юрматинской серии – существенно вулканогенная машакская и преимущественно песчаниковая зигальгинская – из-за особенностей состава малоперспективны для микрофитологического анализа, а переизучение проб, происходящих из благоприятных разностей пород песчано-глинистой зигазино-комаровской свиты и большей нижней части авзянской свиты, лишь повторило полученные ранее результаты (Янкаускас, 1982; Вейс и др., 1990; Михайлова, Подковыров, 1992). Что же касается каратавской серии, то из шести принадлежащих ей свит – зильмердакской, катавской, инзерской, миньярской, укской и криволукской – мы остановимся здесь на микрофоссилиях только зильмердакской свиты. Новые результаты, полученные по вышележащей части названной серии, будут рассмотрены в другой работе.

Таким образом, приводимые ниже микрофитологические данные касаются изученных в разобренных пунктах четырех дискретных интервалов разреза рифея Южного Урала (Башкирского мегантиклинория) и Волго-Уральской области (Верхнекамская впадина Камско-Бельского авлакогена) (рис. 1). Три из них принадлежат пограничным юрматинско-каратавским толщам южноуральского стратотипа рифея. Первый интервал – это так называемая кужинская серия, которая по мнению одних уральских геологов распространена в стратотипической местности локально и отвечает перерыву между развитыми в сопредельных районах среднерифейской юрматинской и верхнерифейской каратавской сериями (Филиппов, 1997 и ссылки в этой работе), а по мнению других, является стратиграфическим аналогом зигазино-комаровской и/или авзянской свит (Стратотип рифея,

1983; Ларионов, 1994; Маслов, 1997; Козлов и др., 1997 и др.). Эта серия, вскрытая во многих десятках скважин в южной части региона (Кужинская синклиналь Ямантаусского антиклинория), расчленяется В.А. Филипповым (1997) на четыре местные свиты – песчанисто-алевролитовую тукаевскую (в этой работе условно называемую нижекужинской)¹, глинисто-доломитовую уртинскую, терригенно-карбонатную ритмично построенную биктимирскую и существенно карбонатную бретьякскую. Выявленные микрофоссилии принадлежат нижекужинской и уртинской свитам. В дальнейшем для строгости стратиграфической и географической привязки новых микробиот мы будем оперировать именно этими (с учетом сделанной оговорки) подразделениями кужинской серии, несмотря на различное отношение авторов данной статьи и других геологов к обоснованности выделения как самой этой серии, так и подчиненных ей литостратиграфических единиц. Второй интервал – это тюльменские слои (подсвита), которые обычно рассматриваются как терминальный член авзянской свиты юрматинской серии (Козлов, 1982; Козлов и др., 1997; Маслов, 1997), но иногда относятся к только что упомянутой кужинской серии (Филиппов, 1997). Данные слои полнее всего представлены в ряде скважин на восточном крыле Инзерского синклинория. Третий интервал – нугушская и лемезинская подсвиты зильмердакской свиты каратавия. Принадлежащие им микрофоссилии происходят из естественных обнажений в западной части названного синклинория (Стратотип рифея, 1983).

Следующий, четвертый интервал находится за пределами южноуральской стратотипической местности и принадлежит к кырпинской серии Волго-Уральской области – нижней из трех серий (кырпинской, серафимовской и абдулинской), выделенных в настоящее время в рифейских отложениях данного региона (Ожиганова, 1983; Козлов и др., 1997, 1998; Маслов, Ишерская, 1998 и др.). Это интервал был пройден недавно пробуренной скважиной 133 Азино-Пальниковская на юге Удмуртии (Козлов и др., 1998). Изученный материал происходит из второй в разрезе упомянутой серии доломит-аргиллитовой калтасинской свиты, подстилаемой существенно песчаниковой прикамской и перекрываемой песчано-алевролитовой надеждинской свитами. Ниже приведены краткая литологическая характеристика названных интервалов и обзор существующих взглядов на их стратиграфическое положение.

¹ Тукаевская свита, сложенная преимущественно сероцветными песчаниками и алевролитами, выделена в разрезе рифея Волго-Уральской области (Стратиграфический словарь..., 1994, с. 259). Согласно стратиграфическим нормам это название не может быть прямо перенесено на отложения другой структурной области – Башкирского мегантиклинория.

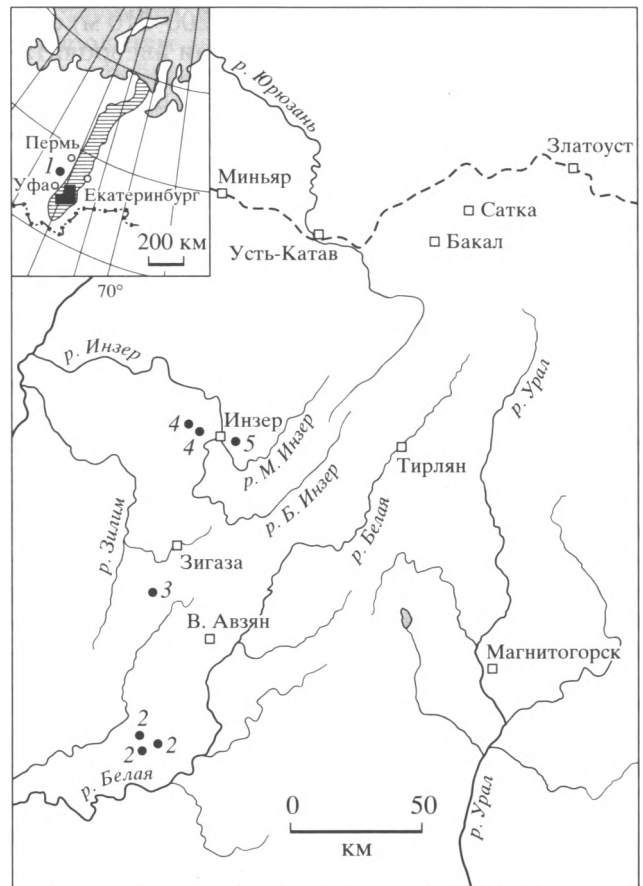


Рис. 1. Схема местонахождения изученных микробиот на Южном Урале и в Приуралье.

Цифры на схеме: 1 – кырпинская (пальниковская) микробиота, 2 – кужинские (нижекужинская и уртинская) микробиоты, 3 – тюльменская микробиота, 4 – нугушская микробиота, 5 – лемезинская микробиота.

Башкирский мегантиклинорий. В пределах этой структурной области микрофоссилии изучались из нугушской и лемезинской подсвит базальной для каратавской серии зильмердакской свиты, из тюльменских отложений и из так называемой кужинской серии. Нугушская и лемезинская толщи слагают среднюю часть зильмердакской свиты. Они подстилаются бирьянскими песчаниками, которые в изученных нами разрезах Инзерского синклинория отделяются необнаженным промежуток от предшествующих отложений авзянской свиты и вверх по разрезу постепенно сменяются глинистой бедерышинской подсвитой, а затем последовательностью вышележащих отложений каратавской серии. Изученные пробы (18 проб из нугушских и 15 – из лемезинских пород) происходят из наиболее полных в Инзерском синклинории разрезов этих подсвит, вскрытых в придорожных выемках в долине р. Малый Инзер и вдоль трассы Белорецк–Уфа, в окрестностях

пос. Инзер. Нугушская подсвита (200–210 м) сложена здесь серо- и зеленоцветными алевролитами и аргиллитами. Опробованный интервал подсвиты – около 50 м – принадлежит в основном ее верхней половине и находится в 6 км к западу от пос. Инзер. Лемезинская подсвита (более 150 м) на рассматриваемой территории представлена светлоокрашенными песчаниками с редкими прослоями темноцветных аргиллитов. Отобранные пробы происходят из 30-метрового отрезка ее разреза, вскрытого вблизи кровли подсвиты в 2 км к востоку от пос. Инзер (рис. 1).

Неопределенность возрастной интерпретации двух других изученных интервалов разреза – тюльменского и нижнекужинско-уртинского связана с неоднозначной трактовкой строения пограничных юрматинно-каратавских толщ типового разреза рифея. Сейчас существует три конкурирующие варианта интерпретации этого строения: 1) обе серии хотя бы в ряде точек связаны постепенным переходом (Козлов и др., 1997 и др.); 2) эти серии повсеместно разделены перерывом, вещественное выражение которого неизвестно (Маслов, 1997; Шалагинов, Маслов, 1997); 3) между названными сериями существует локально развитая кужинская серия (Филиппов, 1997).

Проблема стратиграфической самостоятельности кужинских отложений и их места в типовой последовательности уральского рифея (сравни: Филиппов, 1997; Козлов и др., 1997; Маслов, 1997 и др.) связана с различной интерпретацией возраста развитых в крупном блоке фациально своеобразных толщ, которые прослеживаются в виде узкой полосы в южной части Башкирского мегантиклинория от пос. Зигаза на севере до бывшего пос. Куша на юге и картируются в виде меридионально ориентированной и тектонически обособленной структуры протяженностью более 80 км и шириной от 7 до 15 км. Видимый стратиграфический разрез этого блока имеет мощность около 3.5 км и включает предположительно нижнерифейский черносланцевый кургаский комплекс (более 1500 м), и залегающую на нем с несогласием (а возможно, и с корой выветривания в основании) кужинскую серию (более 2000 м). Сторонники самостоятельности кужинской серии включают в нее нижнекужинскую свиту (см. выше) серых и розовых песчаников и темных алевролитов (380–400 м), уртинскую свиту кварцитовидных песчаников, переходящих в светлые доломиты и лиловые аргиллиты (400–420 м), биктимирскую свиту серых и пестроокрашенных ритмитов и песчаников (1200 м) и бретьякскую свиту белых пористых доломитов эвапоритового облика, ассоциирующих с красноцветными аргиллитами (220 м). Границы данного блока с окружающими толщами бурзянской, юрматинской и каратавской серий, как показали детальные исследования, представляют собой шовные зоны с приуроченными к

ним проявлениями магматизма, термального метаморфизма и рудной минерализации (Филиппов, 1997).

Обоснованность выделения кужинской серии, помимо специфики литологического состава, подкрепляют особенности приуроченных к ней и не имеющих прямых аналогов в других южноуральских сериях рудопоявлений, а также ограниченные палеонтологические данные. К последним принадлежат редкие позднерифейские микрофитолиты, определения которых были выполнены З.А. Журавлевой (Филиппов, 1997), и немногочисленные микрофоссилии, встреченные Т.В. Янкаускасом (1982) в тукаевских (т.е. возможных аналогах нижнекужинских) и подстилающих их кабаковских отложений в Башкирском Приуралье, вскрытых в скважине Кабаково-62. Отметим в этой связи, что Т.В. Янкаускас неоднократно подчеркивал постюрматинский облик тукаевских микрофоссилий (Андреев и др., 1981).

В рамках изложенных построений тюльменские отложения (Козлов, 1982, 1986 и др.), описанные как самостоятельное литостратиграфическое подразделение (связка, подсвита и т.д.), в их типовом разрезе на р. Тюльма в 60 км к северо-востоку от поселка Зигаза представляют собой тектонический меланж разновозрастных кужинских пород (Филиппов, 1997). Этот меланж развит здесь в надвиговой зоне шириной около 200 м, локализованной между выходами собственно юрматинской и каратавской серий, и представлен крупными фрагментами (10–50 м) предположительно кужинских доломитов, алевролитов и песчаников, пронизанных дайками диабазов.

Совершенно иных взглядов на стратиграфическую позицию и соотношения кужинских и тюльменской толщ придерживается большинство уральских геологов (Стратотип..., 1983; Ларионов, 1994; Козлов и др., 1997; Маслов, 1997; Шалагинов, Маслов, 1997 и ссылки в этих работах). Согласно этим взглядам литологически своеобразные кужинские отложения сопоставляются с авзянскими, точнее с ниже- и среднеавзянскими, катакинско-ушаковским), а отчасти, возможно, и с зигазино-комаровскими (серегинско-туканским) или даже с зигальгинскими породами. При этом, подчеркивая очевидные литологические, минералогические, рудные и другие различия кужинских и авзянских (вернее зигазино-комаровских и авзянских) отложений и отмечая специфику залегания тех и других в зоне их контакта (относительно спокойное субгоризонтальное падение у первых и от крутого до очень крутого у вторых), названные авторы полагают, что в действительности мы имеем дело лишь с одновозрастными, но резко различными в фациальном отношении толщами. Кужинские отложения интерпретируются как преимущественно прибрежно-мелко-

водные морские, а авзянские – как относительно более глубоководные дистальные. Следует отметить, что по данным крупномасштабного геологического картирования, кужинские толщи в современной структуре Башкирского мегантиклинория известны, как правило, в автохтонном залегании, тогда как выходы отложений авзянского типа чаще приурочены к существенно деформированным аллохтонным структурам. Косвенным подтверждением рассматриваемых корреляций являются сходные палеомагнитные особенности характерных авзянских и кужинских пород, закономерное изменение металлогении тех и других от Ва-полиметаллической в западной части региона, через Ва-Mg в центральной до Ва-Mg-Fe в восточной и некоторые структурные построения (Михайлов, 1983; Ларионов, 1994; Козлов и др., 1997 и др.).

Вместе с тем сторонники корреляции зигазино-комаровских и авзянских толщ с кужинскими существенно расходятся в оценке места тюльменских пород в южноуральском разрезе рифея. По-разному оценивая как корреляционный потенциал главных литологических признаков последних, так и значение спорадического появления тюльменских толщ в разрезах авзянской свиты, одни геологи помещают эти толщи в кровлю данной свиты (Стратотип..., 1983; Козлов и др., 1997; Маслов, 1997), тогда как другие считают, что в ряде ключевых разрезов (например, в микрофитологически охарактеризованной скв. № 26) к тюльменской подсвите были ошибочно отнесены куткурские (среднеавзянские) и/или еще более низкие уровни рассматриваемой свиты (Ларионов, 1994 и др.). Напомним, что согласно полученным ранее данным Т.В. Янкаускаса, Е.В. Козловой и А.Ф. Вейса известные в единственном местонахождении в упомянутой скважине № 26 тюльменские микрофоссилии, за исключением транзитных форм, резко отличаются от авзянских (включая их окремненных представителей) и по своей морфологии и сохранности сопоставимы только с нижнекаратавскими (Янкаускас и др., 1989; Вейс и др., 1990; Козлова, 1993 и др.). К вопросу о стратиграфическом значении кужинских и тюльменских микрофоссилий мы вернемся позднее, после изложения нового материала.

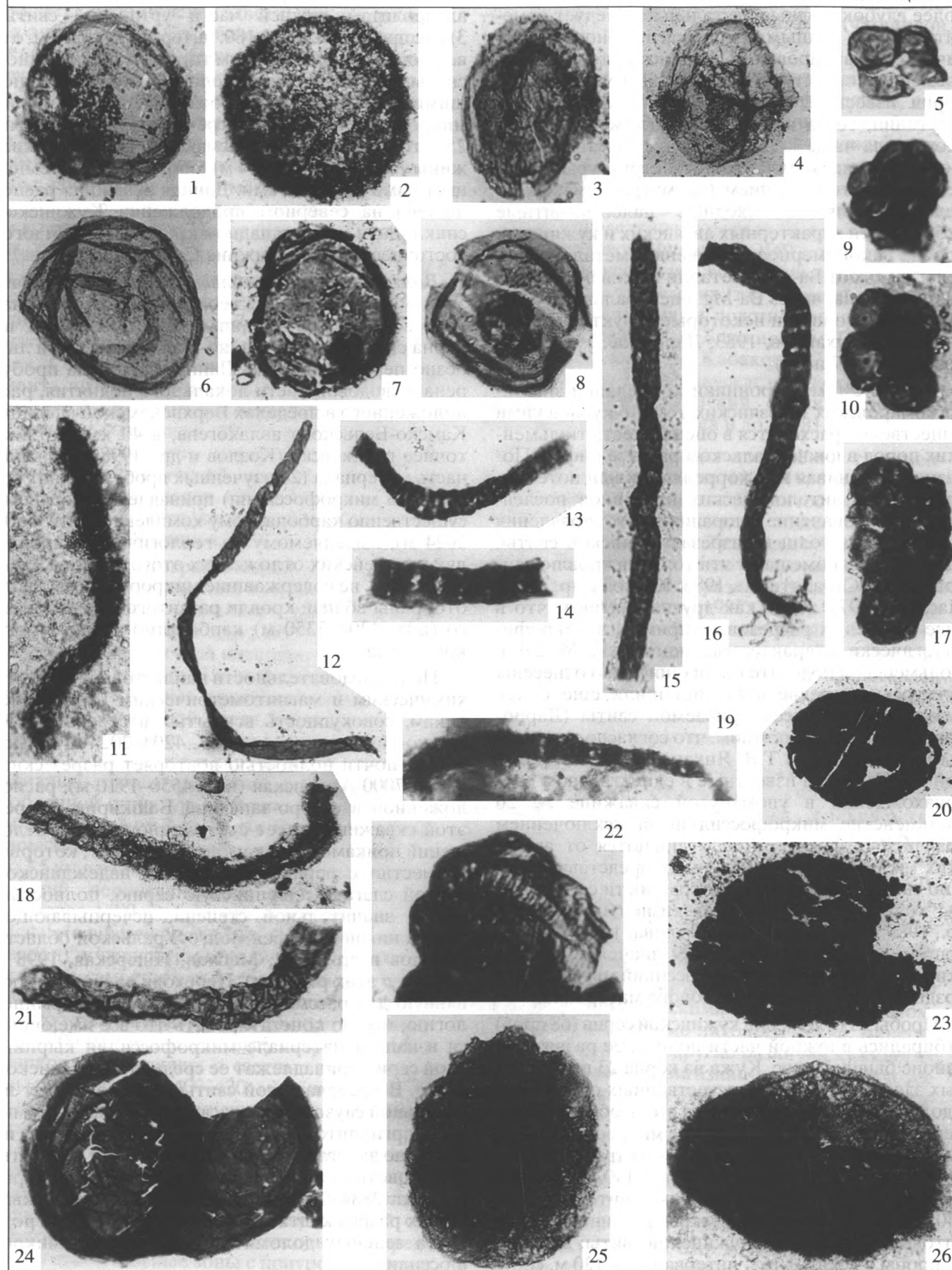
Пробы из отложений кужинской серии (68 проб) отбирались в южной части полосы ее развития в районе бывшего пос. Кужа из керна 23 пробуренных здесь скважин и из естественных обнажений в долине р. Кужа. Несмотря на столь обильный каменный материал, определяемые микроостатки были встречены только в 13 пробах из трех скважин: 1) три пробы в скв. № 150; интервал 190–177 м и четыре пробы из этой же скважины, интервал 153–140 м; в обоих интервалах вскрыты глинисто-алевритовые толщи нижнекужинской свиты; 2) четыре пробы из скв. № 158; интервал 130–120 м, соот-

ветствующий пестроокрашенным аргиллитам и алевролитам нижней части уртинской свиты; 3) две пробы из скв. № 180; интервал 294–282 м, отвечающий более высоким горизонтам названной свиты, представленным доломитами и разделяющими их глинистыми прослоями. Тюльменские микрофоссилии были встречены в 10 пробах из 25, отобранных в пос. Исмакаево из керна скважины № 26 (инт. 225–54 м), обогащенного темноцветными аргиллитами. Данная скважина расположена на северном продолжении Кужинской синклинали (на ее западном крыле), в 3-х км юго-восточнее деревни Нижние Сарышки.

Волго-Уральская область. На территории этой области кыргинские микрофоссилии изучались в пробах, отобранных В.И. Козловым из керна скважины 133 Азино-Пальниковская и любезно переданных нам. Данная скважина пробурена в сводовой части локального поднятия, расположенного в пределах Верхнекамской впадины Камско-Бельского авлакогена, в 40 км юго-восточнее г. Ижевска (Козлов и др., 1998). Большая часть материала (26 изученных проб, 23 из них содержали микрофоссилии) принадлежит верхнему существенно карбонатному комплексу (инт. 3350–2024 м), выделяемому на геологических профилях в рифейских отложениях этого региона. Еще две пробы, не содержавшие микроостатков, были отобраны вблизи кровли развитого здесь нижнего (инт. 4204–3350 м) карбонатно-терригенного комплекса.

По последовательности напластования, петрохимическим и магнитометрическим характеристикам, совокупность вскрытых в скважине 133 Азино-Пальниковская (инт. 4204–2024 м) отложений почти полностью повторяет разрез скважины 7000 Арланская (инт. 4550–1910 м), расположенной в северо-западной Башкирии. Разрез этой скважины имеет статус типового для отложений прикамской и калтасинской свит, которые совместно с перекрывающей их надеждинской свитой слагают кыргинскую серию, полностью или в значительной степени, исчерпывающей объем нижнего рифея Волго-Уральской области (Козлов и др., 1998; Маслов, Ишерская, 1998 и ссылки в этих работах). Переходя на унифицированную для рассматриваемого региона терминологию, можно констатировать что все имеющиеся в нашем материале микрофоссилии кыргинской серии принадлежат ее средней калтасинской свите. В пределах этой свиты они происходят из базальной саузовской подсвиты пестрых доломитов и аргиллитов (2 пробы; инт. 3253–3030 м) и из согласно залегающей на ней арлинской подсвиты темноцветных алевролитов и аргиллитов (24 пробы; инт. 2884–2044 м). Венчающая в других скважинах разрез калтасинской свиты ашитская подсвита зеленых доломитов пока лишена микрофоссилий.

Таблица I



Основанием для корреляции кырпинской серии с бурзянской (библиографию см. Козлов и др., 1998; Маслов, Ишерская, 1998) являются ограниченные общие черты строения обеих серий, геофизические данные (сейсмопрофилирование) и наиболее древние из К-Аг датировок минералогически неизученных осадочных геохронометров кырпинской серии, лежащих в диапазоне 1520–1085 млн. лет (Стратотип рифея, 1983 и др.). В то же время, использование других, главным образом, литостратиграфических критериев, позволило ряду исследователей настаивать на сходстве калтасинских (и всех кырпинских) отложений не с бурзянскими, а с каратавскими (каравско-миньярскими) толщами (Алиев и др., 1977). Немногочисленные палеонтологические данные, относящиеся к кырпинским отложениям, также неоднозначны. Единичные калтасинские строматолиты, судя по не-опубликованным данным Н.П. Пановой и М.А. Семихатова, обладают подобием с транзитными нижнерифейскими формами. Столь же редкие микрофитолиты этой свиты могут быть равным образом причислены к их нижнерифейскому (Забродин, 1967) или к верхнерифейскому комплексам (Морозов, Ревенко, 1969). Что же касается известных ранее кырпинских микрофоссилий, то размеры и морфологические особенности последних позволили Т.В. Янкаускасу (1982) и Е.В. Козловой (1990) отметить их своеобразие и подчеркнуть несомненную близость встреченных морфотипов к известным в биотах каратавия. Как мы увидим ниже, новые данные полностью согласуются с этим выводом.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

В ходе проведенных работ лабораторному анализу было подвергнуто 144 пробы, в 47 из них (33%) были встречены определяемые микроостатки, имеющие удовлетворительную, а в ряде случаев (нугушская и пальниковская микробиоты) и хорошую сохранность. В двух последних микробиотах изученные формы характеризовались желтовато-серой и оранжевой окраской, что свидетельствует о низкой измененности слагающего их органического вещества, тогда как на других уровнях это вещество было переработано гораздо сильнее, и микроостатки имели серый, а иногда и темно-серый цвет.

При лабораторной обработке материала использовалась принятая нами комплексная методика выделения микрофоссилий (Вейс, Воробьева, 1992, 1993). Она включала не только мацерацию всех образцов во фтористоводородной кислоте, но и две последующие взаимосвязанные процедуры: 1) просмотр под бинокулярной лупой относительно крупной фракции (более 50 мкм) нерастворимого в кислоте осадка с целью отбора всех крупных и/или сложно построенных морфотипов; 2) центрифугирование оставшегося после прохождения через сита остатка в тяжелой жидкости (с удельным весом 2.1–2.2 г/см³). Сочетание этих двух приемов дает оптимальные результаты и позволяет получить адекватную информацию как о самых мелких и относительно простых, так и об особенно крупных и сложных компонентах биоты. Наиболее примечательные из встречен-

Таблица 1. Микрофоссилии верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, г. Москва.

Стратиграфическая и географическая привязка приведенных микрофоссилий:

1, 2, 4, 6, 25 – Камско-Бельский авлакоген; 3, 5, 7–24, 26 – Башкирский мегантиклинорий.

1, 4 – верхний подуровень восьмого уровня, арланская подсвита, калтасинская свита, кырпинская серия; скв. 133 Азино-Пальниковская, инт. 2068–2044 м; 2, 6, 25 – седьмой уровень; инт. 2357–2353 м, там же; 3, 11, 26 – третий уровень, нугушская подсвита, зильмердакская свита, каратавская серия; 3 км к западу от пос. Инзер; 7, 8, 12, 17, 18, 21, 24 – первый уровень, там же; 20, 23 – лемезинская подсвита, зильмердакская свита, каратавская серия; 2 км к востоку от пос. Инзер; 5, 9, 13–16, 19 – уртинская свита, кужинская серия; район бывшего пос. Куша, скв. 180, инт. 294–282 м; 10 – нижне-кужинская свита, кужинская серия; скв. 150, инт. 153–140 м; 22 – уртинская свита; скв. 158, инт. 130–120 м, там же.

Размер масштабной линейки: фиг. 1 – 225 мкм; фиг. 2, 26 – 150 мкм; фиг. 3, 15, 16 – 200 мкм; фиг. 4, 12 – 270 мкм; фиг. 5–7, 10, 22 – 50 мкм; фиг. 8, 13, 14, 16 – 60 мкм; фиг. 17, 23 – 70 мкм; фиг. 9, 11 – 80 мкм; фиг. 18, 19–21, 24, 25 – 100 мкм.

1, 4 – *Leiosphaeridia incrassatula* Jank.; тонкие сфероморфные оболочки с плотным мозолевым утолщением; 1 – экз. № 2054–565; 4 – экз. № 2056–585. 2 – *Spumosina rubiginosa* (Andr.), emend. Jank. et Medv.; оболочки с губчатой текстурой, возможно лишенные внутренней полости; экз. № 2355–1802. 3 – *Simia nerjenica* A. Weiss; окаймленная оболочка с четко выраженной периферической складкой; экз. № 9612–1552. 5, 9, 10 – *Muxococcoides inornata* Schopf; небольшие бесформенные агрегаты коккоидных клеток; 5 – экз. № 282–2913; 9 – экз. № 282–2920; 10 – экз. № 153–1401. 6, 24, 26 – *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), emend. Jank.; 6 – экз. № 2355–575; 24 – экз. № 9612–503; 26 – экз. № 9612–822. 7, 8 – *Nucellosphaeridium minutum* Tim.; сфероморфные оболочки с темными небольшими включениями (остатками коллапсированной цитоплазмы); 7 – экз. № 9612–570; 8 – экз. № 9612–413. 11 – *Polysphaeroides* sp.; нитчатый агрегат мелких коккоидных клеток, расположенных поперечными рядами, экз. № 9612–812. 12 – *Leiotrichoides typicus* Herm., emend. Herm.; экз. № 9612–512. 13, 14, 16, 22 – *Oscillatoria* sp.; 13 – экз. № 282–2910; 14 – экз. № 282–2941; 16 – экз. № 282–2919; 22 – необычный агрегат клубковидно изогнутых трихомов; экз. № 158–134. 15 – *Leiotrichoides gracilis* Pjat.; экз. № 282–2949. 17 – гроздевидный агрегат коккоидных клеток характерного плеврокапсового строения; экз. № 9612–401. 18, 21 – таломы возможных древних сифонокладовых водорослей ex. gr. *Proterocladus*; 18 – экз. № 9612–4683; 21 – экз. № 9612–410. 19 – чехлы предположительно цианобактериальной природы, состоящие из вставленных друг в друга секций, близкие к *Circumvaginalis*; экз. № 282–2845. 20, 23 – *Leiosphaeridia* sp.; обуглероженные оболочки акритарх простого строения; 20 – экз. № 965–102; 23 – экз. № 965–103. 25 – *PterospERMOSIMORPHA* spp.; сильно корродированная эллипсоидальная оболочка с тонкой пленчатой оторочкой; экз. № 2355–573.

Таблица II

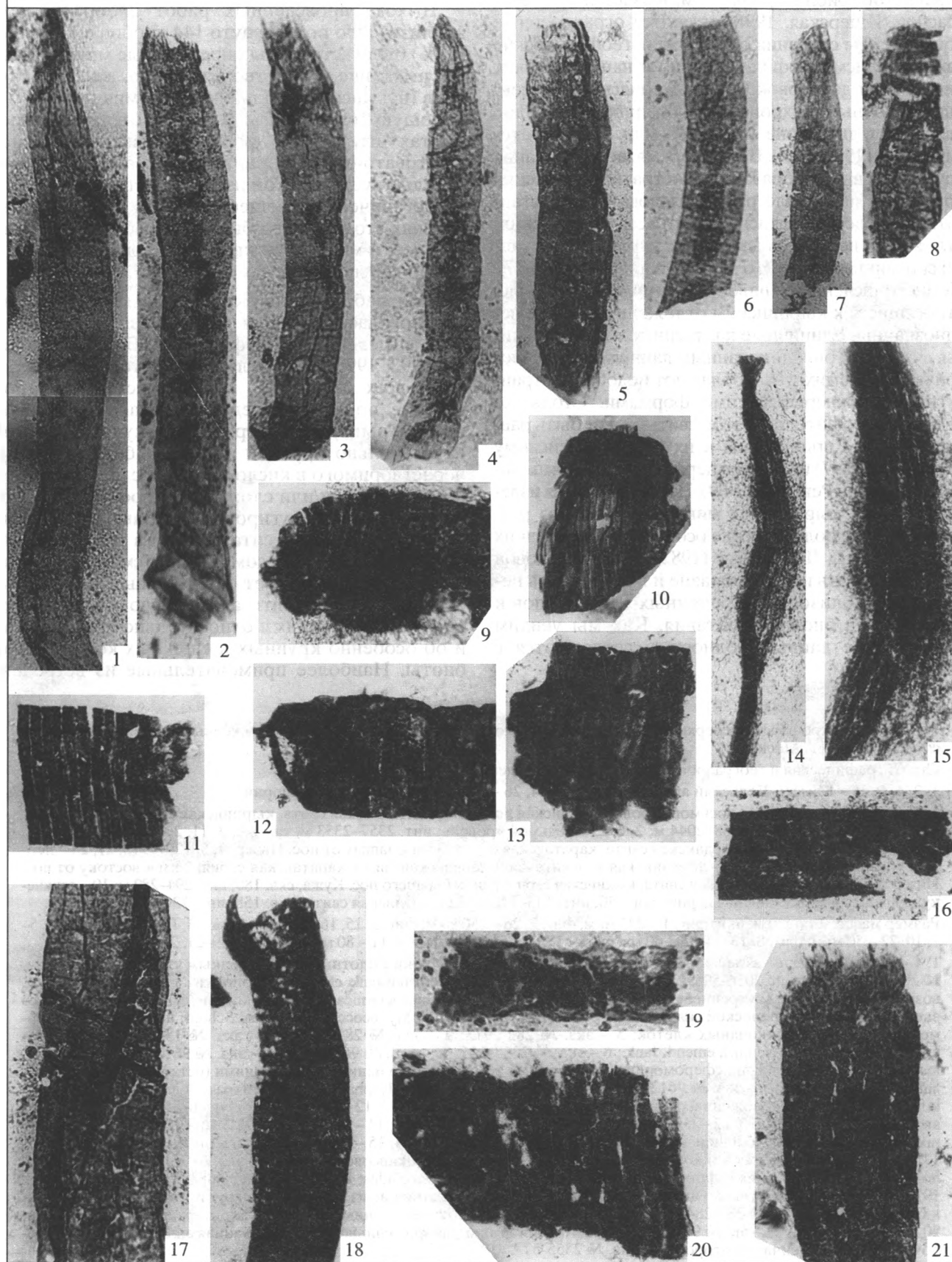


Таблица II. Микрофоссилии верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, г. Москва.

Стратиграфическая и географическая привязка приведенных микрофоссилий: 1–11, 13–15, 17, 19 – Камско-Бельский авлакоген; 12, 16, 18, 20, 21 – Башкирский мегантиклинорий.

1–11, 13–15, 17, 19 – верхний подуровень восьмого уровня, арланская подсвита, калтасинская свита, кирпичная серия; скв. 133 Азино-Пальниковская, инт. 2068–2044; 12, 20 – первый уровень, нугушская подсвита, зильмердакская свита, каратавская серия; 3 км к западу от пос. Инзер; 16, 18 – третий уровень; там же; 21 – третий уровень, тюльменские слои; пос. Исмакаево, скв. 26, инт. 68–54 м.

Размер масштабной линейки: фиг. 1, 6 – 180 мкм; фиг. 2, 4, 10 – 215 мкм; фиг. 3, 5, 9, 18, 19 – 120 мкм; фиг. 7 – 260 мкм; фиг. 8, 11–13 – 160 мкм; фиг. 14 – 200 мкм; фиг. 15, 17, 20, 21 – 100 мкм; фиг. 16 – 240 мкм.

1–4, 6 – *Palaeolynghya sphaeroserphala* Herm. et Pyl.; широкие тонкие нити со слабо выраженной поперечной текстурой чехлов и фрагментарно сохранившимися трихомами; 1 – экз. № 2044-4603; 2 – экз. № 2052-5401; 3 – экз. № 2044-4604; 4 – экз. № 2046-4803; 6 – экз. № 2060-6202. 5, 7, 17, 21 – *Asperatofilum experatus* (Herm.); широкие лентовидные образования (чехлы); 5 – экз. № 2056-5811; 7 – экз. № 2056-5808; 17 – экз. № 2056-5802; 21 – экз. № 2688-684. 8, 16 – *Oscillatoria* spp., крупные трихомы, состоящие из коротких однородных клеток; 8 – экз. № 2058-6003; 16 – экз. № 9612-810. 9, 11, 13, 20 – *Botuobia* spp., различные по размерам, в том числе гигантские трихомоподобные образования; 9 – экз. № 2064-6802; 11 – экз. № 2058-6002; 13 – экз. № 2056-5804; 20 – экз. № 9612-414. 10 – *Plicatidium latum* Jank.; широкие трубчатые формы с тонкими поперечными складками; экз. № 2044-4618. 12, 18 – крупные трубчатые (?кутикулярные) образования с резко выраженной поперечной текстурой; 12 – экз. № 9612-402; 18 – экз. № 9612-811. 14, 15 – *Polytrichoides leneatus* Herm., emend. Herm.; 15 – увеличенный фрагмент; экз. № 2056-6002. 19 – нитчатый остаток, состоящий из широкого гладкостенного чехла, заключающего крупные удлинённые клетки; экз. № 2054-5608.

ных в изученном материале морфотипов приведены на палеонтологических таблицах I–III.

В ходе анализа таксономического разнообразия названных микробиот мы придерживались широко принятой среди отечественных исследователей классификации докембрийских органостенных форм (Янкаускас и др., 1989; с незначительными изменениями). Эта классификация, в отличие от используемых другими авторами, включает только широко известные таксоны и опирается на реально наблюдаемые признаки микрофоссилий, сводя к минимуму авторские интерпретации их возможного биологического значения (Knoll et al., 1991; Butterfield et al., 1994; Sergeev et al., 1995). Рассмотрим таксономический состав изученных ассоциаций микрофоссилий, начиная с пальниковской микробиоты кирпичной серии Приуралья.

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ МИКРОФОССИЛИЙ В РИФЕЕ ЮЖНОГО УРАЛА И ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

*Камско-Бельский авлакоген
(Верхнекамская впадина). Кирпичная серия*

В отложениях этой серии органостенные микрофоссилии впервые были выявлены Т.В. Янкаускасом (1982). В керне двух скважин – Калтасы-83 (глубина 3335–3295 м) и Арлан-7000 (глубина 2608–2255 м) – в аргиллитах арланской и калтасинской свит (арланской подсвиты калтасинской свиты по современной терминологии) он обнаружил очень примечательную ассоциацию, включавшую "...гигантские, различимые невооружённым глазом водоросли-грибы (*Phycomycetes*), единичные трихомы крупных осцилляториевых водорослей и нитчатые водоросли *Eomycetopsis*

psilata M. et S." (Янкаускас, 1982, с. 18). Данные находки по морфологии и сохранности имели явно позднерифейский облик и уже тогда резко диссонировали с представлениями о нижнерифейском возрасте вмещающих отложений, принятыми на основании полученных в 60-е годы изотопных датировок и общепалеонтологических построений. Однако ограниченность имевшегося в рассмотрении Т.В. Янкаускаса материала и появившиеся указания о возможной тектонической сдвоенности вскрытого упомянутыми скважинами разреза, не позволили сделать в то время окончательный вывод о стратиграфической позиции рассматриваемой микробиоты.

Более представительные сведения о кирпичных микрофоссилиях позднее получила Е.В. Козлова (1990) на основании изучения 93 проб, отобранных из скважин Мензелино-Актаныш-203 (глубина 3409.0–2847.5 м) и Суллинская-20007 т (глубина 3143.9–2250.4 м)². Во вскрытых этими скважинами отложениях докалтасинской прикамской свиты (ее норкинской и, отчасти, ротковской подсвит) ею была обнаружена разнообразная ассоциация акритарх и нитчатых форм, которая включала в общей сложности 13 родов и 10 видов. Наличие в этой ассоциации многочисленных *Leisphaeridia jascutica* (Tim.), *Vanavarataenia* sp., очень широких нитчатых чехлов и трихомов и, в особенности, крупных лофостриатных оболочек *Valeria*, по мнению Е.В. Козловой, ясно свидетельствует, что "...возраст вмещающих отложений может быть датирован как не более древний, чем верхний рифей" (Козлова, 1990, с. 4).

Микрофитологическому анализу нами было подвергнуто 28 проб, отобранных В.И. Козловым

² Схема местоположения скважин Калтасы-83, Арлан-7000, Мензелино-Актаныш-203 и Суллинская-20007 приведена в работе А.В. Маслова и М.В. Ишерской (1998, с. 4).

Таблица III

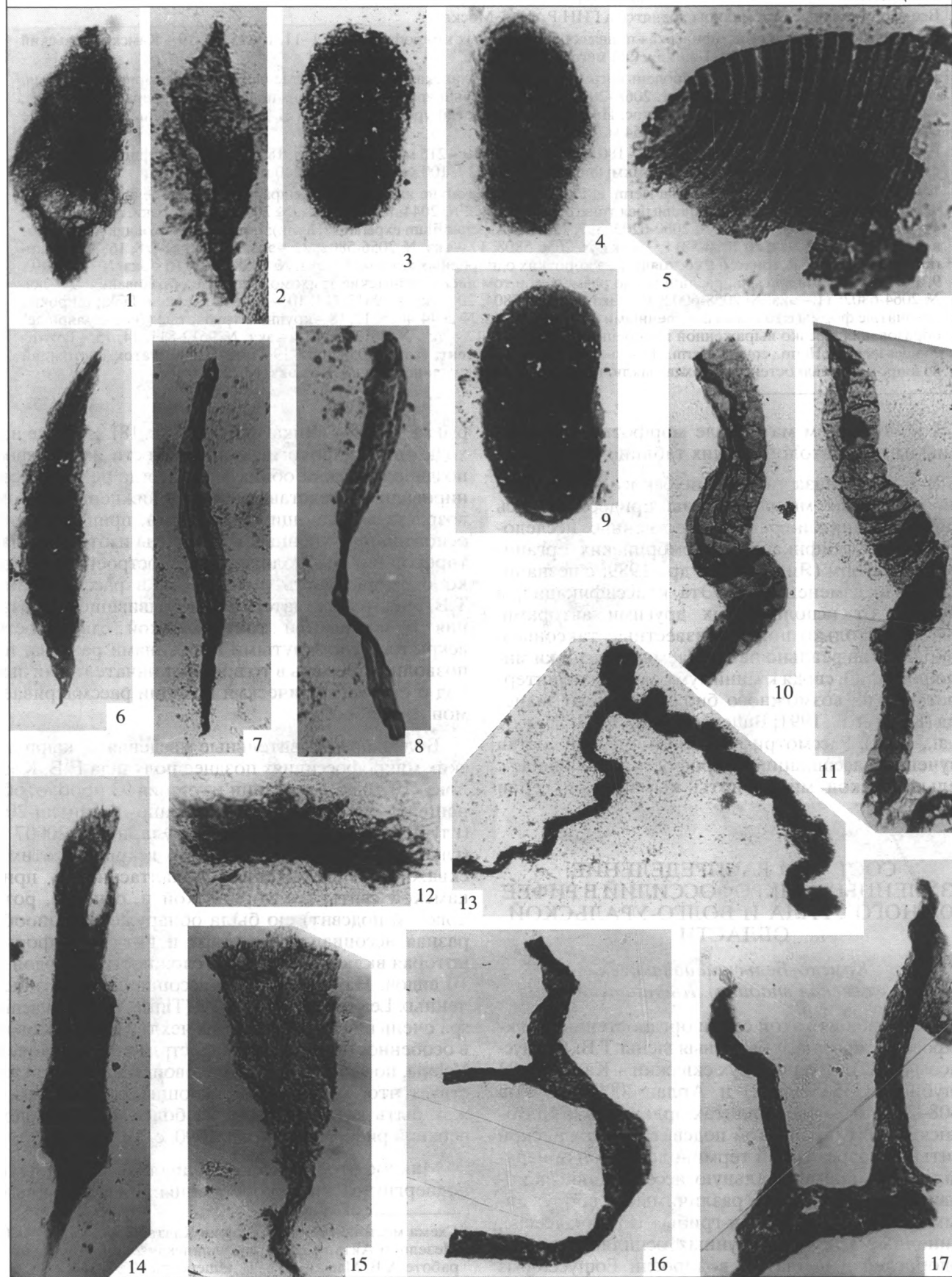


Таблица III. Микрофоссилии верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья.

Все изображенные экземпляры хранятся в ГИН РАН, г. Москва.

Стратиграфическая и географическая привязка приведенных микрофоссилий: 1–8, 12, 13, 15–17 – Камско-Бельский авлакоген; 9–11, 14 – Башкирский мегантиклинорий.

8, 17 – четвертый уровень, арланская подсвита, калтасинская свита, кирпичная серия; скв. 133 Азино-Пальниковская, инт. 2822–2817 м; 16 – пятый уровень; инт. 2765–2760 м, там же; 13 – шестой уровень; инт. 2572–2550 м, там же; 1, 6 – седьмой уровень; инт. 2357–2353 м, там же; 2–5, 7, 12, 15 – верхний подуровень восьмого уровня; инт. 2068–2044 м, там же; 9–11, 14 – первый уровень, нугушская подсвита, зильмердакская свита, каратавская серия; 3 км к западу от пос. Инзер.

Размер масштабной линейки: фиг. 1, 2, 6–8, 16 – 200 мкм; фиг. 3, 4, 9 – 180 мкм; фиг. 5, 10, 11 – 100 мкм; фиг. 12, 17 – 120 мкм; фиг. 13 – 400 мкм; фиг. 14 – 250 мкм; фиг. 15 – 85 мкм. 1, 3, 4, 9 – веретеновидные и эллипсоидальные губчатые микроостатки неясной биологической природы, близкие к *Fabiformis*; 1 – экз. № 2355–551; 3 – экз. № 2046–4813; 4 – экз. № 2046–4806; 9 – экз. № 9612–504. 2, 15 – тонкостенные конические микроостатки, обладающие сходством с нижнепалеозойскими *Seratorphyton*; 2 – экз. № 2060–6407; 15 – экз. № 2056–587. 5 – фрагмент (терминальная часть) гигантского трихомоподобного образования ex gr. *Botuobia*; экз. № 2052–5408. 6 – *Pellicularia tenera* Jank.; экз. № 2353–551. 7, 8, 10, 11, 13 – лентовидные талломы различного строения и, вероятно, различной систематической принадлежности; 7 – экз. № 2046–4815; 8 – таллом с продольной щелью, экз. № 2817–2810; 10, 11 – талломы ex gr. *Proterocladus* (возможные остатки древних сифонокладовых водорослей), 10 – экз. № 9612–411, 11 – экз. № 9612–416; 13 – фрагмент таллома, завитый в плоскую спираль, экз. № 2556–604. 14 – *Majaphyton antiquum* Tim. et Herm.; трехлопастной таллом (каждая из лопастей имеет различное строение); экз. № 9612–6401. 16, 17 – *Archaeoclada* sp. – крупные ветвящиеся талломы предположительно древних зеленых водорослей; 16 – экз. № 2760–2764; 17 – экз. № 2817–2801.

из отложений саузовской и арланской подсвит калтасинской свиты кирпичной серии, пройденной скважиной 133 Азино-Пальниковская в интервале 3450, 4–2044 м (Козлов и др., 1998). Определимые микроостатки различной сохранности обнаружены в 23 пробах на восьми условно выделяемых микрофитологических уровнях: первом 3253–3250 м (1 проба), втором 3040–3030 м (1 проба), третьем 2884–2880 м (1 проба), четвертом 2822–2817 м (1 проба), пятом 2765–2760 м (1 проба), шестом 2572–2550 м (4 пробы), седьмом 2357–2353 м (2 пробы) и двух подуровнях восьмого уровня – нижнем 2076–2070 м (3 пробы) и верхнем 2068–2044 м (9 проб). Первый и второй уровни принадлежат саузовской, а остальные шесть – арланской подсвита калтасинской свиты. Пять проб, приуроченных соответственно к интервалам 3450, 2081, 2076, 2077 и 2070–2069 м, не содержали микрофоссилий, а часть из них – и диспергированного органического вещества. Последнее в виде минорной или значительной примеси неизменно присутствовало во всех пробах заключавших микрофоссилии. Положение в разрезе изученных проб, встреченные в них основные морфотипы и их концентрация в двух количественных грациях показаны на рис. 2.

Саузовская подсвита калтасинской свиты. Первый уровень (3253–3250 м). На этом уровне обнаружены редкие темные акритархи *Leiosphaeridia*³ (до 100 мкм) и более многочисленные нитчатые чехлы *Eomycetopsis* (3–4 мкм), встреченные как в виде отдельных экземпляров, так и образующие плотные матоподобные скопления. Второй уровень (3040–3030 м). Здесь

встречены только единичные сильно разложенные акритархи *Leiosphaeridia* (до 120 мкм).

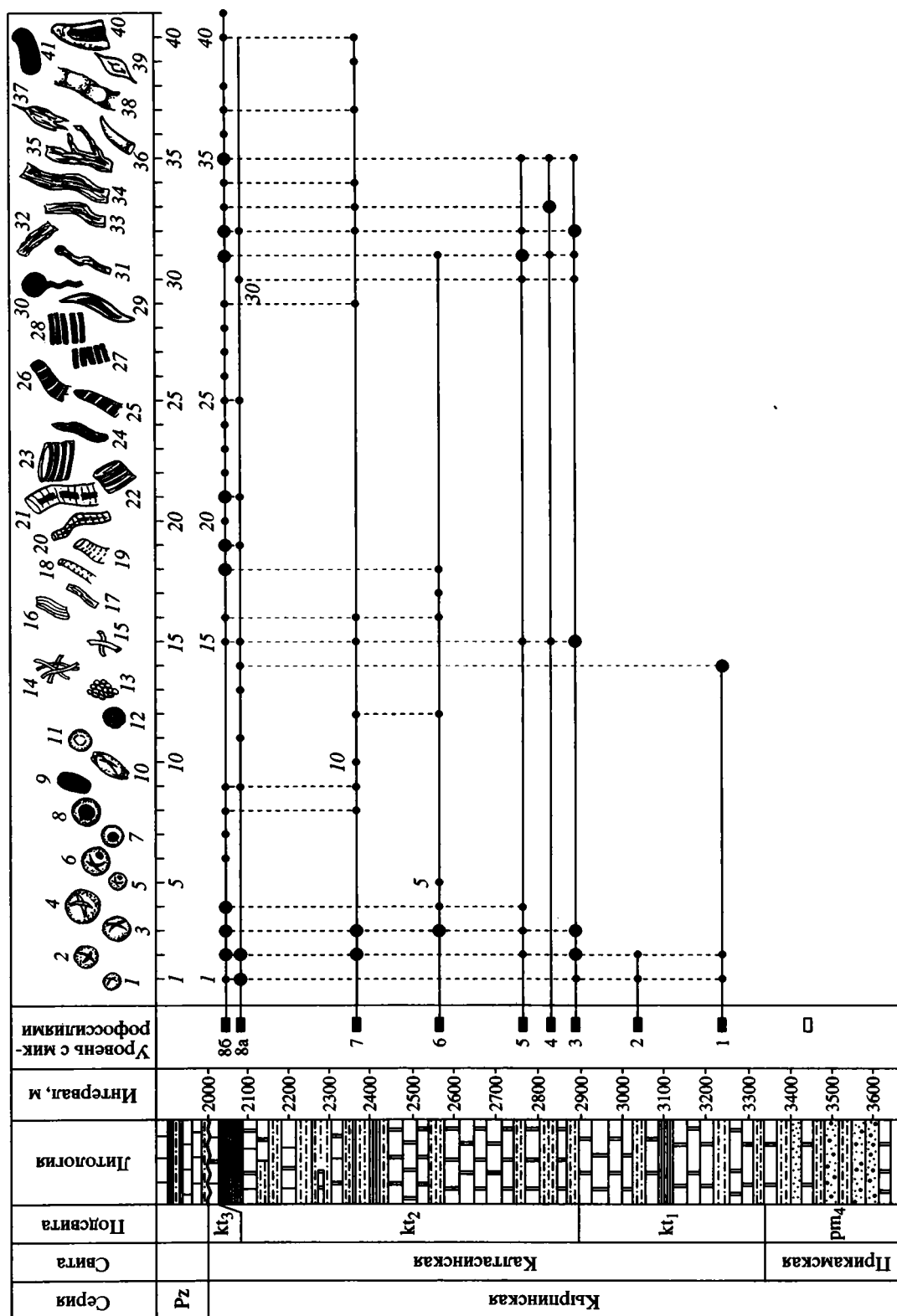
Арланская подсвита калтасинской свиты. Третий уровень (2884–2880 м). Преобладают акритархи *Leiosphaeridia* двух размерных генераций (120–160 мкм и 200 мкм), чехлы *Leiotrichoides* (10–12 мкм) и протяженные бесструктурные нити (талломы) шириной 20–40 мкм. Количественно им уступают мелкие *Leiosphaeridia* (до 70 мкм), самые узкие талломы из всех встреченных в изученной выборке (10–20 мкм), а также более широкие разветвляющиеся их представители (до 60 мкм) и оболочки с длинным выростом *Caudosphaera* (до 150 мкм).

Четвертый уровень (2822–2817 м). Здесь встречены многочисленные среднеразмерные талломы с продольной текстурой (40–60 мкм) ex gr. *Pseudodendron*. С ними ассоциируют уступающие им по ширине разности сходного строения (20 мкм) крупные талломы с хорошо выраженным боковым ветвлением *Archaeoclada* (размеры фрагментов до сотен мкм) и нитчатые чехлы *Leiotrichoides* (10–12 мкм).

Пятый уровень (2765–2760 м). Количественными доминантами ассоциации этого уровня являются лентовидные бесструктурные слоевища (16–18 и 20–30 мкм). Более редкие компоненты представлены акритархами *Leiosphaeridia* (90–100 мкм и 190 мкм), *Chuarina* (до 600 мкм), чехлами *Leiotrichoides* (10–12 мкм), оболочками с очень длинным выростом *Caudosphaera* (40–50 мкм) и крупными ветвящимися талломами *Archaeoclada* (размер фрагментов – до 300 мкм и более).

Шестой уровень (2572–2550 м). В относительном изобилии встречаются только толстостенные оболочки *Leiosphaeridia* (180–200 мкм). Кроме того, обнаружены редкие крупные акритархи *Chuarina* (до 430 мкм), губчатые оболочки

³ Видовой состав всех перечисленных приуральских и южноуральских микрофоссилий приведен в объяснениях к рис. 2, 3 и к палеонтологическим таблицам I–III.



Spumosina (300 мкм) и небольшие *Nucellosphaeridium* (40–50 мкм). Другие морфотипы представлены многорядными чехлами *Polytrichoides* (до 20 мкм) и *Eomicrocoleus* (30 мкм и более), поперечно орнаментированными *Siphonophycus* (22–30 мкм) и единичными талломами со слабой продольной текстурой *ex gr. Pseudodendron* (20 мкм), иногда образующими плоскую спираль.

Седьмой уровень (2357–2353 м). Здесь преобладают среднеразмерные оболочки *Leiosphaeridia* (100–120 мкм и 150–200 мкм). Набор акритарх дополняют *Spumosina* (110 мкм), овальные *Navifusa* (230–260 × 110–120 мкм), заключающие крупное внутреннее тело *Pterospermopsimorpha* (150 мкм) и единственный экземпляр акантоморфных *?Prolatoforma* (450 мкм), разрушенный при мацерации. Совместно с ними обнаружены чехлы *Leiotrichoides* (10–12 мкм), *Polytrichoides* (до 20 мкм) и довольно обильная выборка сложно построенных образований. Последняя включает широкие неветвящиеся бесструктурные талломы (64–68 мкм), их более узкие разности с продольной текстурой *ex gr. Pseudodendron* (20 и 38–40 мкм), крупные заостренно-веретеновидные *Pellicularia* (300 × 60 мкм) и ряд неописанных, по-видимому, новых таксонов (наиболее характерны среди них субтреугольные капсулы с внутренним темным содержимым).

Восьмой уровень. Нижний подуровень (2076–2070 м). Обычным компонентом этого подуровня являются мелкие акритархи *Leiosphaeridia* (50–60 мкм и 80–140 мкм), менее многочисленны *Navifusa* (250 × 100 мкм) и *Simia* (90 мкм). Присутствующие только здесь редкие кырпинские колониальные коккоидные микрофоссилии *Ostiana* образуют небольшие бесформенные слоевища

(диаметр клеток 20 мкм, размер слоевищ 150–200 мкм). Кроме того, на данном подуровне присутствуют чехлы *Eomycetopsis* (3–4 мкм), *Leiotrichoides* (10–12 мкм) и поперечно орнаментированные *Siphonophycus* (32–44 мкм), широкие осцилляторные трихомы (34 мкм) и нити *Palaeolynghya sphaerocephala* Herm. et Pyl. (до 50 мкм). Сложно построенные формы включают *Caudosphaera* (до 200 мкм) и талломы с продольной текстурой *ex gr. Pseudodendron* (30 мкм).

Верхний подуровень (2069–2049 м). Здесь встречена наиболее обильная во всей пальниковской микробиоте выборка органостенных форм. Количественно в ее составе преобладают акритархи *Leiosphaeridia* (80–140 мкм и 170–220 мкм) и *Chuarina* (400–450 мкм), поперечно орнаментированные чехлы *Siphonophycus* (22–34 и 50–60 мкм), нити *Palaeolynghya sphaerocephala* Herm. et Pyl. (до 70 мкм), талломы с продольной текстурой *ex gr. Pseudodendron* (10–12 и 24–26 мкм) и более крупные ветвящиеся талломы *Archaeocladia*, с телами-вздутиями на окончаниях ветвей (до 80 мкм). Данным таксонам уступают по обилию, но превосходят по разнообразию акритархи – мелкие *Leiosphaeridia* (до 60 мкм), а также *Nucellosphaeridium* (130 мкм), *Pterospermopsimorpha* (70–90 мкм и 120–160 мкм), *Navifusa* (160 × 90 мкм), различные по размерам морщинисто-ребристые трубчатые образования *Rectia* и *Plicatidium* (? кутикулярные покровы; соответственно 100–140 мкм и 200–210 мкм) и близкие к *Botuobia* трихомоподобные структуры (40–50, 100 мкм), в том числе гигантские (до 140–160 мкм). Совместно с ними в рассматриваемую выборку входят относительно простые по строению чехлы *Leiotrichoides* (10–12 мкм), многорядные *Polytrichoides* (24–26 мкм), корроди-

Рис. 2. Схема стратиграфического распространения органостенных микрофоссилий кырпинской серии верхнего докембрия (скв. 133 Азино-Пальниковская).

1–8а, б (цифры и буквы у черных прямоугольников) – уровни и подуровни нахождения микрофоссилий; светлый прямоугольник – пробы, лишенные микрофоссилий. Черные кружки на схеме – локализация и обобщенная количественная характеристика находок микрофоссилий: маленькие кружки – единичные и редкие формы; большие кружки – многочисленные формы. 1–40 (цифры у изображенных морфотипов) – встреченные микрофоссилии:

1 – *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), emend. Jank. (оболочки <70 мкм), 2 – *L. exsculpta* (Tim.), emend. Mikh. (оболочки 70–150 мкм), 3 – *L. jacutica* (Tim.), emend. Mikh. et Jank. и/или *L. incrassatula* Jank. (оболочки 150–300 мкм), 4 – *Chuarina circularis* Walk., emend. Vidal et Ford, (оболочки >300 мкм), 5 – *Nucellosphaeridium minutum* Tim. (внешняя оболочка <100 мкм), 6 – *N. nordium* (Tim.) (внешняя оболочка >100 мкм), 7 – *Pterospermopsimorpha capsulata* Jank. (внешняя оболочка <90 мкм), 8 – *P. pileiformis* Tim., emend. Mikh. (внешняя оболочка >90 мкм), 9 – *Navifusa majensis* Pjat., 10 – *?Prolatoforma* sp., 11 – *Simia* sp., 12 – *Spumosina rubiginosa* (Andr.), emend. Jank. et Medv., 13 – *Ostiana microcystis* Herm., 14 – *Eomycetopsis robusta* Schopf, emend. Knoll et Golubic, 15 – *Leiotrichoides typicus* Herm., emend. Herm., 16 – *Polytrichoides lineatus* Herm., emend. Herm., 17 – *Eomicrocoleus crassus* Horod. et Donald., 18 – *Siphonophycus* sp. (поперечно орнаментированные чехлы шириной 20–40 мкм), 19 – *S. sp. II* (поперечно орнаментированные чехлы шириной 40–60 мкм), 20 – *Asperatofilum exasperatus* (Herm.), 21 – *Palaeolynghya sphaerocephala* Herm. et Pyl., 22 – *Rectia costata* (Jank.) (орнаментированные трубчатые образования или кутикулярные покровы; 50–100 мкм шириной), 23 – *Plicatidium latum* Jank., близкие к предыдущим морфотипы большей ширины (до 200–210 мкм), 24 – *Brevitrichoides bashkiricus* Jank., 25 – *Oscillatoropsis* spp., крупные трихомы (30–40 мкм шириной), 26 – *Oscillatoropsis* spp., очень крупные трихомы (40–70 мкм шириной), 27 – *Botuobia* spp., крупные трихомоподобные образования (40–100 мкм шириной), 28 – *Botuobia* spp., очень крупные трихомоподобные образования (до 140–160 мкм), 29 – *Pellicularia tenera* Jank., 30 – *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim., 31–34 – лентовидные талломы различной ширины (соответственно, 10–20, 20–40, 40–60, 60–90 мкм), в том числе *ex gr. Pseudodendron*, 35 – ветвящиеся талломы *Archaeocladia* sp., 36–40 – неописанные ранее сложно построенные морфотипы различного строения, 41 – *Fabiformis* – подобные образования.

Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

рованные нити *Asperatofilum* (40–50 мкм), удлинено-эллипсоидальные *Brevitrichoides* (110 × 12 мкм), осцилляториевые трихомы различного строения (среди которых встречаются необычно большие *Oscillatoriaopsis* – до 70 мкм), овальные *Fabiformis* – подобные губчатые образования (180 × 90 мкм), веретенovidные *Pellicularia* (200 × 40 мкм) и бесструктурные протяженные талломы (42–48 и 60–90 мкм). С перечисленными таксонами ассоциирует ряд новых морфотипов. Среди них выделяются крупные тонкие субтреугольные формы (до 300 мкм) и расчлененные на несколько лопастей слоевища с выраженным заостренным (?базальным) выростом (более 500 мкм).

В целом, в изученных отложениях обнаружена достаточно представительная пальниковская микробиота органостенных форм, которая включает 25 родов и 23 вида описанных в литературе микроостатков и ряд новых таксонов. Количественными доминантами этой микробиоты являются акритархи (в основном их среднеразмерные разновидности), нитчатые, в том числе орнаментированные остатки (чехлы и/или кутикулярные покровы), а также лентовидные талломы, часть из которых обладает ясно выраженным ветвлением. Перечисленным морфотипам в численном отношении несколько уступают трихомы, трихомоподобные образования и представители новых таксонов, а наиболее редким компонентом микробиоты являются колониальные коккоидные формы, насчитывающие лишь несколько экземпляров. По обилию и таксономическому разнообразию (а, отчасти, по размерам и сложности строения) пальниковские микрофоссилии распадаются на несколько ассоциаций: самую бедную (первый и второй уровни саузовской подсвиты), наиболее представительную (верхний подуровень восьмого уровня арланской подсвиты) и переходную (третий уровень – нижний подуровень восьмого уровня этой же подсвиты). До получения более детальных микробиологических данных, проведения седиментологических исследований и опирающихся на них палеоэкологических реконструкций калтасинского бассейна, мы не придаем этим различиям существенного стратиграфического значения и в дальнейшем обсуждении рассматриваем анализируемую микробиоту как единое целое.

По широте географического и стратиграфического распространения пальниковские микрофоссилии, в свою очередь, могут быть разделены на три отчетливые группировки. К первой принадлежат только наиболее простые акритархи *Leiosphaeridia*, *Nucellosphaeridium*, *Pterospermopsis* morpha, нитчатые чехлы *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides*, а также узкие неветвящиеся талломы. Данные формы известны в большинстве рифейских и во многих дорифейских и вендских микробиотах Северной Евразии и других регионов и не

вносят существенного вклада в выяснение стратиграфической принадлежности кырпинской серии.

Вторую группировку составляют не рассматриваемые здесь до их монографического описания новые формы, которые включают не менее пяти сложно построенных морфотипов. Третья группировка охватывает формы, которые, на наш взгляд, обладают существенной стратиграфической ценностью; к ней (даже без учета неописанных форм) относится более половины таксонов пальниковских микрофоссилий. Как мы увидим ниже, при детальном обсуждении таксономического состава данной группировки, эта ценность не может считаться безусловной, так как очень близкие к рассматриваемым приуральским микрофоссилиям микробиоты в ряде регионов встречаются в тех отложениях, которые на основании изотопно-геохронологических, а отчасти и хемотратиграфических данных относятся к очень широкому возрастному интервалу. Об этой коллизии, связанной с существованием двух различных – биостратиграфического и геохронологического – направлений в изучении докембрийских микрофоссилий, упоминалось ранее (Вейс, 1995). Возможное стратиграфическое положение пальниковской микробиоты в общем ряду микрофоссилий стратотипа рифея мы обсудим после анализа таксономического состава новых местонахождений, обнаруженных в пограничных юрматинско-каратавских толщах Башкирского мегантиклинория.

Башкирский мегантиклинорий. Кужинская серия

В отложениях этой серии микрофоссилии ранее никем не изучались. Однако на расположенной в непосредственной близости территории платформенной Башкирии (к юго-западу от г. Уфы) две характерные микробиоты были обнаружены Т.В. Янкаускасом (1982) в тукаевской и акбердинской свитах (низах ольховской свиты по принятой ныне терминологии), вскрытых в скважине Кабаково-62 в интервалах, соответственно, 5100–5099 м и 4762–4745 м. Как отмечалось выше, возможные южноуральские аналоги именно этих отложений В.А. Филипповым (1997) причисляются к кужинской серии. В том и другом интервалах скважины Кабаково-62 присутствуют по сути идентичные наборы микрофоссилий, которые включают нитчатые чехлы простого строения, крупные акритархи *Leiosphaeridia* (диаметром более 200 мкм), таблитчатые *Satka* (диаметром от 50 до 100 мкм и более), очень примечательные впервые описанные здесь лобостриатные оболочки *Valeria* (до 450 мкм), достигающие размерности чуарий, и некоторые менее важные фрагментарные находки.

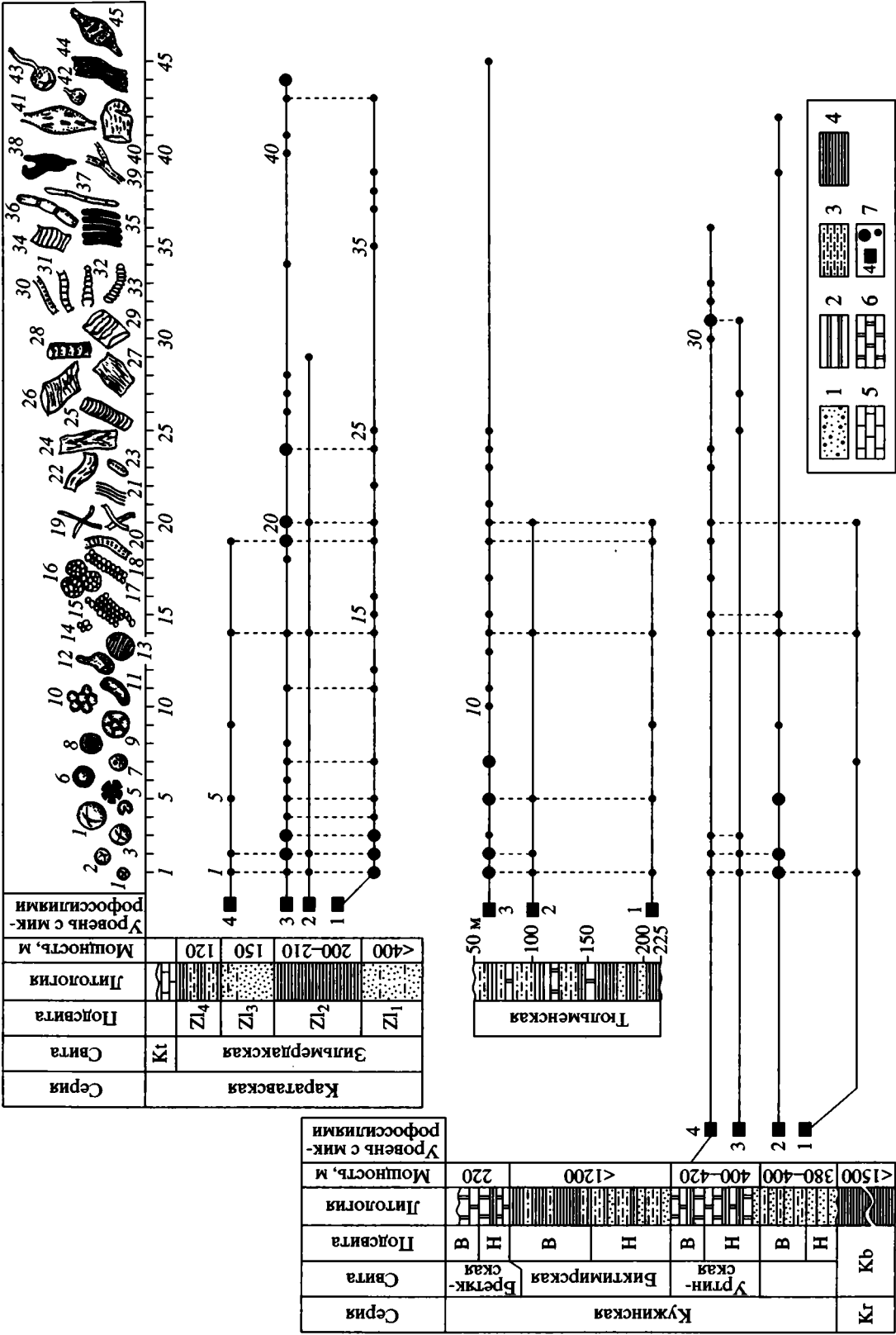


Рис. 3. Схема стратиграфического распространения органостенных микрофоссилий в изученных отложениях рифея Южного Урала.

1–45 (цифры у изображенных морфотипов) – встреченные микрофоссилии:

1 – *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), emend. Jank. (оболочки <70 мкм), 2 – *L. exsculpta* (Tim.) emend. Mikh. (оболочки 70–150 мкм), 3 – *L. jactica* (Tim.), emend. Mikh. et Jank. (оболочки 150–300 мкм), 4 – *Chuarina circularis* Walk., emend. Vidal et Ford (оболочки >300 мкм), 5 – мелкие оболочки с медианным (*L. bicrura* Jank.) и периферическими (*L. ternata* (Tim.) emend. Mikh. et Jank.) разрывами, 6 – *Simia nerjensica* A. Weiss, 7 – *Nucellosphaeridium minutum* Tim. (внешняя оболочка <100 мкм), 8 – *Pterospemopsisimorpha pileiformis* Tim., emend. Mikh. (внешняя оболочка >100 мкм), 9 – *Satka colonialica* Jank., 10 – ценобиальные агрегаты мелких оболочек *Leiosphaeridia* sp., 11 – *Navifusa majensis* Pjat., 12 – крупные акритархи неправильных очертаний (монстриозные оболочки), 13 – *Valeria lophostriata* Jank., 14 – *Muxococcoides* spp., 15 – *Ostiana microcystis* Herm., 16 – *Coniunctiophycus totticus* A. Weiss., 17 – *Sphaerocongregus variabilis* Moor., 18 – *Polysphaeroides* sp., 19 – *Eomycectopsis robusta* Schopf, emend. Knoll, Golubic, 20 – *Leiotrichoides typicus* Herm., emend. Herm. и/или *L. gracilis* Pjat., 21 – *Polytichoides lineatus* Herm., emend. Herm., 22 – *Eomicrocoleus crassus* Horod. et Donald., 23 – *Archaeoellipsoides* spp., 24 – *Asperatofilum experatus* (Herm.), 25 – *Siphonophycus* spp., 26 – *Plicatidium latum* Jank., 27 – *Taenitrichoides jaryschevici* Asseeva, 28 – *Rectia costata* (Jank.), 29 – широкие (<90 мкм) тонкостенные трубчатые образования (?чехлы), 30 – *Palaeolynghya* sp., 31 – *Oscillatoriopsis* spp., 32 – *Cephalophytarion* sp., 33 – *Filiconstrictosus* sp., 34 – *Botuobia magna* (Tynni et Donner), 35 – гигантские (>100 мкм) трихомоподобные образования, 36 – *Trachytrichoides ovalis* Herm., 37 – талломы, состоящие из удлиненных клеток-членов ex gr. *Proterocladus*, 38 – *Majaphyton antiquum* Tim. et Herm., 39 – ветвящиеся талломы со слабо выраженной продольной текстурой ex gr. *Pseudodendron*, 40 – *Lakhandinia* sp., 41 – веретенновидные образования с расположенными внутри них тонкими нитями (?*Eomicrocoleus* sp.), 42 – *Germinosphaera unispinosa* Mikh., 43 – *Caudosphaera expansa* Tim. et Herm., 44 – широкие плотные нити (талломы), 45 – *Brevitrichoides tiulmenicus* Jank. et Kozl.

1–6 – литологические типы пород и/или конгломераты: 1 – песчаники, 2 – низкоуглеродистые аргиллиты, 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – известняки, 6 – доломиты; 7 – микрофитологические уровни (черный прямоугольник с цифрами) и пробы с микрофоссилиями (черные кружки): большие кружки – многочисленные формы; маленькие кружки – единичные и редкие формы. Подсвиты: Н – нижняя; В – верхняя.

Другие обозначения: K_г – предположительно кырпинская серия; K_б – предположительно кабаковская свита (кургаский черносланцевый комплекс); K_т – катавская свита.

Т.В. Янкаускасом (1982) перечисленные микрофоссилии и заключающие их тукаевско-акбердинские (ольховские) отложения были признаны безусловно позднерифейскими⁴ и отнесены к самому нижнему каратавскому микрофитологическому уровню, не вполне удачно названному кабаковским. Его этимология, происходящая от скважины Кабаково-62, а не от одноименного литостратиграфического подразделения, до сих пор порождает серьезные затруднения). Этот уровень сопоставлялся им с бирьянской подсвитой зильмердакской свиты каратавия (т.е. помещался в основание верхнего рифея) и в сводной последовательности уральских микробиот предварял следующий мулдаевский (бедерышинский) уровень этой же свиты, переход к которому был признан самым ярким биостратиграфическим рубежом во всей последовательности микрофоссилий рифея Южного Урала (Келлер, Янкаускас, 1980; Янкаускас, 1982 и др.).

Как говорилось выше, в обширном материале, происходящем из отложений кужинской серии, нами было изучено 68 проб. Эти пробы были отобраны в долине р. Кужи и из керна более 20 скважин, пробуренных в сопредельной части региона (район бывшего пос. Кужа). Микрофоссилии обнаружены в 13 пробах на четырех микрофитологических уровнях, принадлежащих нижнекужинской свите (первый и второй уровни, 3 и 4 пробы

соответственно) и уртинской свите (третий и четвертый уровни, 4 и 2 пробы соответственно). Рассмотрим таксономический состав выявленных здесь микробиот.

Нижнекужинская серия. Первый уровень (скв. 150; 190–177 м) – на этом уровне присутствуют многочисленные мелкие акритархи *Leiosphaeridia* (30–50 мкм) и *Nucellosphaeridium* (30 мкм). Совместно с ними встречены менее обильные колониальные коккоидные *Muxococcoides* с клетками двух размерных генераций (14–16 и 18–20 мкм) и единичные чехлы *Leiotrichoides* (шириной 6–8 мкм) (рис. 3).

Второй уровень (скв. 150; 153–140 м) включает более разнообразную ассоциацию органостенных форм. Ее отличительной чертой являются повсеместно распространенные и образующие сплошной фон мелкие и среднеразмерные акритархи *Leiosphaeridia* (20–30, реже до 50–100 мкм). Лейосферидии минимального в указанном размерном диапазоне диаметра представлены многими сотнями экземпляров, при этом большая их часть несет характерный медианный или периферийные разрывы и отвечает диагнозам видов *L. bicrura* Jank. и *L. ternata* (Tim.). Другие акритархи имеют оболочку таблитчатого (херкоморфитного) строения и принадлежат к роду *Satka* (30–40 мкм). В количественном отношении колониальные коккоидные микрофоссилии существенно уступают акритархам. В их набор входят *Muxococcoides* (диаметр клеток 16 и 20 мкм) и фрагменты слоевищ *Ostiana* (диаметр клеток 10–14 мкм, размер фрагментов слоевищ – до 100 мкм). Ассоциацию второго уровня дополняют мелкие оболочки с одиночными

⁴ По мнению других исследователей, тукаевская и ольховская толщи на основании геофизических и ограниченных изотопно-геохронологических данных причисляются к среднему рифею (библиографию см. Маслов, Ишерская, 1998).

ми выростами *Germinosphaera*, являющиеся возможными структурами прорастания водорослей и/или грибов (20–30 мкм), и единичные ? ветвящиеся талломы ex gr. *Pseudodendron* со слабо выраженной продольной текстурой (ширина ветвей от 10 до 40 мкм).

Уртинская свита. Третий уровень (скв. 158; 130–120 мкм). Здесь обнаружены многочисленные акритархи *Leiosphaeridia*, в том числе более крупные, чем на двух предыдущих уровнях (120–160 мкм). С ними ассоциируют нитчатые трубчатые образования (чехлы) двух разновидностей – относительно узкие с четкой поперечной текстурой *Siphonophycus* (шириной 40 мкм) и очень широкие гладкостенные или со слабым поперечным рисунком *Taenitrichoides* (90 мкм). Кроме того, к нитчатым формам принадлежат фрагментарные трихомы *Oscillatoria* (шириной 10 мкм), иногда образующие характерные клубковидные переплетения (табл. I, фиг. 22).

Четвертый уровень (скв. 180; 294–282 м). На этом уровне встречена самая разнообразная и обильная ассоциация кужинских микрофоссилий. Эта ассоциация включает многочисленные акритархи *Leiosphaeridia* (60–150 мкм), в том числе отдельные оболочки диаметром до 200 мкм. Колониальные коккоидные микрофоссилии представлены тремя морфотипами – небольшими бесформенными колониями *Mucosocoides* (диаметр клеток 10–12 и 14–16 мкм), слоевищами *Ostiana* (диаметр клеток 18 мкм) и фрагментами крупных двухрядных цепочечных агрегатов *Sphaerocongregus* (размер клеток 30 мкм). К нитчатым чехлам принадлежат *Eomycetopsis* (4 мкм) и *Leiotrichoides* (до 20 мкм), совместно с которыми обнаружены акинетоподобные *Archaeoellipsoides* (10–12 × 30 мкм). Ассоциацию четвертого уровня дополняют обильные трихомы *Oscillatoria* (8–14 мкм), *Cephalophytarion* (6 мкм), *Filiconstrictus* (9 мкм), *Palaeolynghya* (8–10 мкм) и единичные трихомоподобные образования *Trachytrichoides*, состоящие из соединенных в нити удлинённых бочковидных клеток (размеры клеток 40 × 50 мкм).

Таким образом, изученные кужинские микрофоссилии принадлежат в общей сложности к 18 родам и 17 видам (рис. 3). Подобно членам пальниковской микробиоты, они представлены неравнозначными по своему стратиграфическому значению таксонами. В количественном отношении среди кужинских морфотипов резко доминируют транзитные микроостатки очень простого строения (*Leiosphaeridia*, *Mucosocoides*, *Leiotrichoides* и др.). Другая, меньшая часть названных морфотипов (*Ostiana*, *Taenitrichoides*, *Sphaerocongregus* и др.), имеет более узкое стратиграфическое распространение и во всех представительных разрезах рифея приурочена только к его верхней ка-

ратавской части, хотя ряд авторов, опираясь на изотопно-геохронологические данные, придерживается иной точки зрения (см. ниже).

Тюльменские слои⁵ (скв. 26; инт. 225–54 м). Присутствующая в этих отложениях микробиота была впервые обнаружена Е.В. Козловой (1987) и неоднократно переизучалась ею совместно с Т.В. Янкаускасом и А.Ф. Вейсом (Янкаускас и др., 1989; Вейс и др., 1990; Козлова, 1993 и др.). В итоге в настоящее время получена, по-видимому, адекватная, но очень неравномерная характеристика данных отложений, которую нам удалось лишь незначительно расширить. Полученные данные свидетельствуют о приуроченности основной массы тюльменских микрофоссилий к трем микрофитологическим уровням, различающимся по составу, количественному представительству, а отчасти и по сохранности встреченных форм (рис. 3). Вне этих уровней встречены только единичные простые микроостатки плохой сохранности.

Первый уровень (223–207 м) содержит очень бедную ассоциацию, представленную редкими мелкими акритархами *Leiosphaeridia* (диаметром 16–30 мкм) в том числе *L. bicrura* Jank. и *L. ternata* (Tim.), фрагментами оболочек *Sarka* (32–36 мкм), несколькими экземплярами колониальных коккоидными *Mucosocoides* (10–12 мкм), единичными нитчатыми чехлами *Eomycetopsis* (3–4 мкм) и *Leiotrichoides* (8–10 мкм).

Второй уровень (117–88 м). На этом уровне присутствует лишь немногим более обильная ассоциация, близкая к предыдущей по таксономическому составу, но отличающаяся от нее количественными соотношениями и размерами некоторых морфотипов. Так повсеместно распространенные здесь лейосферидии достигают размеров в 70 мкм и среди них растет роль закрытых оболочек, тогда как формы с периферийными (*L. ternata*) и с медианным (*L. bicrura*) разрывами представлены единичными экземплярами минимального диаметра (16–20 мкм). Столь же незначительно увеличиваются на втором уровне размеры клеток в колониях редких *Mucosocoides* (до 18 мкм) и ширина сопоставимых с последними по численности чехлов *Leiotrichoides* (до 16 мкм).

Третий уровень (инт. 68–54 м). Встреченная здесь ассоциация по главным параметрам резко отличается от двух предшествующих. Ее примечательной особенностью является присутствие очень большого количества мелких *Leiosphaeridia* (в том числе *L. bicrura* и *L. ternata*) и *Nucellosphaeridium* (размеры тех и других от 10–12 до 30 мкм). Представители этих морфотипов насчитывают тысячи экземпляров и образуют во всех изучен-

⁵ Учитывая спорный стратиграфический статус тюльменских отложений, мы причисляем их к региональным подразделениям с открытой номенклатурой.

ных препаратах сплошной фон (подобный фону, встреченному в кужинской серии на ее втором нижнекужинском уровне). Помимо этих форм, в ассоциацию входят многочисленные более крупные *Leiosphaeridia* (до 150 мкм, отдельные оболочки до 270 мкм), ценобиальные агрегаты оболочек данного рода (диаметр оболочек до 30 мкм; агрегатов до 180 мкм), овальные *Navifusa* (200 × 240 мкм) и очень характерные лофостриатные *Valeria* (до 300 мкм и более). Колониальные коккоидные формы здесь представлены двумя размерными генерациями *Мухососсоидес* (диаметр клеток 8–10 и 20 мкм), протяженными фрагментами слоевищ *Ostiana* (размер клеток 20–22 мкм) и цепочечными агрегатами *Sphaerocongregus* (диаметр клеток 18–20 мкм). Нитчатые чехлы, помимо поднимающихся снизу *Eomycetopsis* и *Leiotrichoides*, включают многорядные чехлы *Polytrichoides* (ширина отдельных нитей до 4 мкм, агрегатов – более 30 мкм), широкие бесструктурные *Asperatofilum* (до 60 мкм), фрагменты чехлов с четкой поперечной текстурой *Siphonophycus* (до 40 мкм), эллипсоидальные *Archaeoellipsoids* (10–30 × 30–110 мкм) и более крупные веретеновидные *Brevitrichoides tiulmenicus* Jank. et Kozl., имеющие, возможно, многокамерное строение (100–110 × 220–240 мкм).

Таким образом, в состав тюльменской микробиоты входят не менее 15 родов и 19 видов различных по строению и/или размерам форм. Вновь полученные результаты не намного увеличили известный ранее таксономический состав этой микробиоты, включавший 11 родов и 13 видов (Козлова, 1987, 1993; Янкаускас и др., 1989; Вейс и др., 1990). Важно подчеркнуть, что упомянутое расширение в меньшей степени коснулось транзитных морфотипов (*Мухососсоидес*, *Eomycetopsis*, некоторых акритарх) и затронуло, главным образом, микрофоссилии, широко распространенные в каратавских толщах (*Navifusa*, *Ostiana*, *Sphaerocongregus*, *Polytrichoides*, *Asperatofilum* и др.).

Каратавская серия. Отложения этой серии изучались и опробовались нами в различных разрезах Башкирского мегантиклинория, но принципиально новые данные были получены только по средней части зильмердакской свиты в двух пунктах в районе пос. Инзер. В первом пункте детальному анализу была подвергнута почти непрерывная последовательность всех четырех ее подсвит (от бирьянской до бедерышинской включительно), вскрытая в свежих выемках вдоль трассы Уфа–Белорецк (на участке от характерного петлеобразного изгиба “тещин язык”, до западной окраины пос. Инзер), а во втором – две верхние подсвиты – лемезинская и бедерышинская, выходящие у моста через р. Малый Инзер и в долине этой реки в 2 км к востоку от этого же поселка. В восточном обнажении было обнаружено обед-

ненное местонахождение лемезинских микрофоссилий, а в западном – очень представительная нугушская микробиота.

Нугушская подсвита. Микроостатки происходят из 50-метрового фрагмента разреза данной подсвиты, залегающего в 130–180 м от ее основания и представленного зеленовато-серыми тонко- и неяснослоистыми аргиллитами и алевролитами. В пределах этого фрагмента они встречены на трех микрофитологических уровнях (рис. 3), которые существенно различаются как по таксономическому составу, так и по обилию встреченных форм.

Первый уровень (130–134 – 140–145 м от основания подсвиты). Присутствуют многочисленные акритархи *Leiosphaeridia* (от 30–50 до 180–200 мкм), в том числе *L. bicrura* и *L. temata* (те и другие диаметром 20–30 мкм), редкие фрагменты темных *Chuaria* (диаметром до 320–330 мкм), формы с внутренними включениями *Nucellosphaeridium* (50–60 мкм), овальные *Navifusa* (90 × 180 мкм) и единичные оболочки неправильных очертаний (монстриозные формы). Совместно с ними обнаружены колониальные коккоидные *Мухососсоидес* (диаметр клеток 10–14 мкм), слоевища *Ostiana* (диаметр клеток до 20 мкм) и агрегаты, состоящие из нескольких субсферических колоний *Coniunctiophycus* (диаметр клеток 18–20 мкм, колоний до 70 мкм, а агрегатов – до 200 мкм и более). Нитчатые образования включают чехлы *Eomycetopsis* (3–4 мкм) и *Leiotrichoides* (6–7 мкм), встреченные в виде отдельных экземпляров и небольших дерновин, более крупные *L. gracilis* Pjat. (до 26–30 мкм), широкие асепататные гладкостенные *Asperatofilum* (диаметром от 30 до 50 мкм) и близкие по строению трубчатые образования, несущие слабо выраженную поперечную орнаментацию ex gr. *Siphonophycus* (шириной 55–56 мкм), агрегатные политрихомные *Eomicrocoleus* (ширина отдельных чехлов 1–2 мкм, агрегатов – до 70 мкм). Набор нитчатых форм дополняют очень крупные неописанные пока трихомоподобные образования (шириной до 90 мкм), тонкие, прозрачные в проходящем свете нити, состоящие из удлиненных члеников-клеток, шириной 20–22 мкм и длиной до 50–60 мкм каждый (возможные остатки древних сифонокладовых зеленых водорослей *Proterocladus*). Сложно построенные микроостатки предоставлены расчлененными трехлопастными талломами *Majaphyton* (до 120–200 мкм), редкими темными дихотомически ветвящимися нитями, обладающими сходством с *Pseudodendron* (шириной 20 мкм) и оболочками неправильных очертаний с длинным одиночным выростом *Caudosphaera* (диаметр оболочек 70–80 мкм, длина выроста – до 100 мкм).

Второй уровень (158–160 – 162–164 м от основания подсвиты). Здесь встречена обеднен-

ная ассоциация, включающая редкие акритархи *Leiosphaeridia* (диаметр 40 мкм), колониальные коккоидные *Mucosocoides* (диаметр клеток 10–12 мкм), нитчатые чехлы *Leiotrichoides* (ширина 18–20 мкм) и широкие лентовидные образования с четкой поперечной текстурой (шириной 60 мкм).

Третий уровень (170–172 – 178–180 м от основания подсвиты) включает наиболее представительную ассоциацию нугушских микрофоссилий. В нее входят многочисленные акритархи *Leiosphaeridia* (диаметром от 80 до 260 мкм), более редкие *Chuaria* (до 320–340 мкм), окаймленные *Simia* (наружный диаметр 200 мкм), оболочки с внутренним телом *Nucellosphaeridium* (20–22 мкм) и *Pterospermopsimorpha* (140 мкм), а также овальные *Navifusa* (110–130 × 180–200 мкм). Колониальные коккоидные микрофоссилии уступают по обилию акритархам и включают только фрагментарные *Mucosocoides* (диаметр клеток до 30 мкм) и цепочечные колонии *Polysphaeroides* (диаметр отдельных клеток 3–4 мкм, ширина цепочек до 10 мкм).

Нитчатые формы совместно с акритархами являются доминирующими компонентами ассоциации третьего уровня. Помимо поднимающихся снизу транзитных *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides* и *Asperatofilum*, имеющих близкие к ранее указанным для этих таксонов размеры, здесь присутствует очень характерный набор широких трубчатых форм, принадлежащих к трем основным морфотипам: 1) тонкостенные образования, лишенные сколько-нибудь выраженной орнаментации или имеющих очень слабо развитую поперечную струйчатость, близкие к *Taenitrichoides* (ширина от 60 до 80–84 мкм); 2) более толстостенные микроостатки с ясной поперечной орнаментацией, сравнимые с *Plicatidium* (ширина 88–90 мкм); 3) очень плотные кутикулоподобные трубчатые структуры с резко очерченной поперечной ребристостью, сопоставимые с *Rectia* (ширина 44–50 мкм). С представителями второго из перечисленных морфотипов по размерам отчасти совпадают характерные трихомоподобные образования, напоминающие очень крупные трихомы *Votuobia* (от 60 до 90 мкм). К микрофоссилиям сложного строения принадлежат широкие темные талломы (шириной 80–90 мкм), оболочки с выростом *Sau-dosphaera* (диаметр оболочки 60–90 мкм, длина выроста более 100 мкм), фрагменты (90 × 200 мкм) крупных удлиненно-эллипсоидных тел, близкие по морфологии к *Lakhandinia* и веретеновидные образования с заключенными внутри них переплетенными тонкими нитями (40–120 мкм, ширина нитей 1–2 мкм). Биологическая природа двух последних морфотипов пока не выявлена.

Лемезинская подсвита. Микрофоссилии приурочены к нескольким маломощным прослоям (первые сантиметры) темных алевролитов,

чередующимся с более мощными (десятки сантиметров и первые метры) пластами песчаников в сорокаметровом интервале подсвиты, локализованном в непосредственной близости от ее кровли. Встреченная здесь ассоциация является самой бедной из всех рассмотренных выше. Она включает только редкие акритархи *Leiosphaeridia* (в том числе *L. bicruga* и *L. ternata*) с размерами оболочек от 20 до 64 мкм, *Nucellosphaeridium* (20 мкм), *Satka* (40 мкм), единичные колониальные коккоидные *Mucosocoides* (диаметр клеток до 30 мкм) и наиболее простые чехлы *Eomycetopsis* (шириной 4 мкм).

Таким образом, в добедерышинских отложениях зильмердакской свиты, микрофитологическая характеристика которых ранее полностью отсутствовала, если не считать указаний Т.В. Янкаускаса (1982) и Е.В. Козловой (Козлова и др., 1994) на единичные бирьянские и нугушские акритархи плохой сохранности, нами обнаружена представительная нугушская микробиота (23 вида и 23 рода микроостатков различного строения) и получены первые сведения о лемезинских (5 родов и 6 видов) микрофоссилиях. Те и другие находки представляют существенный интерес, поскольку они восполняют важный пробел в палеонтологической характеристике стратотипа рифея. Однако в практических целях среди них могут быть использованы только нугушские микрофоссилии, имеющие высокий корреляционный потенциал для внутри- и межрегиональных биостратиграфических построений. Перейдем к сравнительному анализу всех рассмотренных микробиот и выяснению их места в общей последовательности микрофоссилий верхнего докембрия.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше данные характеризуют шесть микробиот рифея Приуралья и Южного Урала – кырпинскую (пальниковскую), кужинские (нижнекужинскую и уртинскую), тюльменскую, нугушскую и лемезинскую. Последняя микробиота, представленная лишь несколькими транзитными таксонами акритарх и колониальных коккоидных форм и чехлов, исключена из дальнейшего обсуждения. Среди пяти других более обильных микробиот, обе кужинские и нугушская детально описываются нами впервые. В меньшей степени сказанное относится к самой богатой из встреченных пальниковской микробиоте, сведения о которой ранее уже заключали прямые указания на наличие необычных крупных и сложно построенных форм на несвойственном для них возрастном уровне рифея Приуралья. Что же касается тюльменской микробиоты, то выявленные новые материалы только отчасти расширили список свойственных ей микрофосси-

лий, но существенно конкретизировали их стратиграфическое распространение в одноименных толщах.

Новые данные по нугушской микробиоте, приуроченной к нижней части каратавия в его типовом разрезе, не имевшем ранее полноценной палеонтологической характеристики, позволяют прийти к очень существенному биостратиграфическому заключению, которое можно сформулировать следующим образом. В нугушских отложениях присутствует ряд характерных форм, не известных в собственно авзянских (включая реветские) отложениях и подстилающих толщах Южного Урала. Это *Chuaria*, *Navifusa*, *Polysphaeroides*, *Ostiana*, *Majaphyton*, *Rectia*, *Taenitrichoides*, *Plicatidium*, *Caudosphaera*, значительная выборка очень широких нитчатых чехлов и трихомоподобных образований, а также некоторые сложно построенные морфотипы. Находки названных добедерышинских форм ясно свидетельствуют о наличии в типовом разрезе рифея не только ранее известного предмуддакаевского, но и еще одного крупного безусловно постюрматинского рубежа преобразования южноуральских микробиот. Впервые наличие подобного рубежа (кабаковский микрофитологический уровень – напомним, что это название не имеет никакого отношения к одноименному литостратиграфическому подразделению) наметил Т.В. Янкаускас (Келлер, Янкаускас, 1980; Янкаускас, 1982) на ограниченном материале по тукаевско-акбердинским (ольховским) толщам, вскрытым в скв. Кабаково-62 в Башкирском Приуралье. Предкабаковский рубеж он достаточно условно совмещал с бирьянским интервалом типового разреза позднего рифея, т.е. проводил его в основании каратавия.

О реальности и широком межрегиональном значении этого или близкого к нему рубежа, более ясно выраженного в представительной последовательности микрофоссилий сибирского гипостратотипа рифея Учуро-Майского региона (предкерпыльский рубеж) и о необходимости поиска его аналогов на Южном Урале неоднократно говорилось ранее (Вейс, 1988, 1993; Пятилетов, 1988; Головенко, Белова, 1994, 1995; Семихатов, 1995 и др.). Однако лишь теперь появились объективные данные для более общей оценки биостратиграфического значения рассматриваемого рубежа. В свете полученных новых данных, представительные нугушскую микробиоту Южного Урала и керпыльскую (тоттинскую) микробиоту Учуро-Майского региона (в равной степени и уверенно коррелируемую с последней безымянную микробиоту Туруханского поднятия) сближает наличие в каждой из них почти одинакового набора приведенных выше стратиграфически важных форм. Микрофитологическую специфику всех трех биот подчеркивает их принципиальное отличие от микрофоссилий из более древних пород

юрматинской серии, являющейся стратотипом среднего рифея (Стратотип рифея, 1982), и из единодушно сопоставляемых с этой серией учуро-майских аимчанских отложений (Вейс, 1988; Сергеев, в печати). Другими словами, новая информация о таксономическом составе нугушской микробиоты не только вполне созвучна идеям, высказанным при обосновании кабаковского рубежа, но и принесла весомые биостратиграфические свидетельства давно высказываемого предположения о формировании керпыльских и безымянских отложений Средней Сибири в постюрматинское время (Хоментовский и др., 1985; Комар, 1990; Вейс и др., 1998).

Нужно особо подчеркнуть, что существенные преобразования южноуральских микробиот, описанные здесь на примере нугушских микрофоссилий, затрагивают все их основные морфологические группы и по своему масштабу не уступают, а возможно и превосходят изменения докембрийского микромира, выявленные ранее на более высоком предбедерышинском (муддакаевском) уровне в стратотипе рифея. Именно перечисленные выше нугушские формы прежде фигурировали среди важнейших эволюционных новаций, появляющихся в верхнерифейской муддакаевской микробиоте, в которой они совместно с другими ее ключевыми, но менее многочисленными членами (*Chuaria*, *Trachyhystrichosphaera*, *Tortunema*, *Polytrichoides*, *Pellicularia*, *Chlorogloeopsis*, *Arctacellularia* и др.) олицетворяли кардинальный сдвиг в истории рифейского биоса (Янкаускас, 1982), именуемый теперь “неопротерозойской революцией” (Knoll, Sergeev, 1995 и др.). Полученные нами данные о более раннем появлении некоторых характерных муддакаевских форм на Южном Урале отнюдь не снижают палеобиологическое значение и биостратиграфический потенциал предбедерышинской перестройки состава сообществ рифейских организмов, которые определяются не только упомянутыми ее членами, но и многими другими сложно построенными морфотипами (*Segmentothallus*, *Rugosopsis*, *Mucorites*, *Majasphaeridium*, *Jacutianema*, *Fabiformis* и др.), известными в коррелируемых с бедерышинской ассоциацией лахандинской, деревнинской и некоторых других микробиотах Средней Сибири (Пятилетов, 1988; Герман, 1990 и др.). Вместе с тем эти данные ясно свидетельствуют, что такая перестройка была более длительной, чем это предполагалось ранее, и имела сложную многоактную природу (Вейс и др., 1998).

Принимая существенные различия каратавских (включая нугушские) и бурзяно-юрматинских (вплоть до реветских) микрофоссилий в типовом разрезе рифея за отправную точку, попытаемся оценить место в этом ряду спорных по своему стратиграфическому положению тюльменской и двух кужинских микробиот. Прежде

всего важно заметить, что названные микробиоты близки, но далеко не идентичны по своему таксономическому составу. Все три микробиоты включают многочисленные общие транзитные акритархи *Leiosphaeridia* (в том числе характерный нижнекужинско-тюльменский уровень, где мелкие лейосферидии образуют сплошной фон), ассоциирующие с ними *Muxococcoides*, *Eomycetopsis*, *Leiotrichoides*, *Oscillatoria*, *Germinosphaera*, а также более ограниченные в своем вертикальном распространении слоевища *Ostiana* и цепочечные *Sphaerocongregus*. Наряду с перечисленными формами в каждой из рассматриваемых микробиот присутствуют свои более сложно построенные, стратиграфически значимые морфотипы. К таким морфотипам в тюльменской микробиоте принадлежат акритархи *Valeria* и *Navifusa*, нитчатые *Asperatofilum* и *Polytrichoides*, крупные эллипсоидальные *Brevitrichoides*, а в кужинских микробиотах – широкие чехлы *Siphonophycus* с поперечной текстурой, а также лентовидные *Taenitrichoides* из уртинской свиты и ветвящиеся талломы *ex gr. Pseudodendron* из нижнекужинской.

Большинство примечательных тюльменских и кужинских микрофоссилий на Южном Урале входят в каратавские микробиоты (в том числе нугушскую), но неизвестны в бурзянских и в собственно юрматинских. Сходным образом дело обстоит и с распределением названных микрофоссилий в опорных разрезах рифея Учуро-Майского и Турханского районов, в которых перечисленные формы (с учетом чуарий, замещающих в Сибири уральские *Valeria*) являются важным компонентом керпыльской и безыменской ассоциаций, но неизвестны в более древних аимчанской и учурской сериях первого из этих районов (Вейс, 1988; Вейс и др., 1998; Пятилетов, 1988; Сергеев, в печати). Данное обстоятельство было бы заманчиво рассматривать как решающий аргумент в пользу высказывавшихся ранее представлений о корреляции тюльменских и части кужинских отложений между собой, о близости их к каратавию и, следовательно, об отделении тех и других от юрматиния (в отношении среднесибирских керпыльской и безыменской микробиот подобный шаг по сути безальтернативен).

Такому решению этой задачи, наиболее вероятно с биостратиграфических позиций, препятствуют укоренившиеся среди уральских геологов традиционные построения, которые ставят кужинские отложения на один уровень с ниже- или среднеавзянским (либо даже с зигазино-комаровскими), а тюльменские трактуют как верхнеавзянские (Ларионов, 1994; Козлов и др., 1997; Маслов, 1997 и др.). Ясно, что в этом случае перечисленная выше выборка характерных кужинско-тюльменских морфотипов, являясь исключительной собственностью типовых каратавских микробиот, одновременно превращается в транзитную

не только для большей части юрматиния, но, как мы увидим ниже, с учетом данных по северосибирским разрезам (Sergeev et al., 1995; Knoll, Sergeev, 1995; Семихатов, 1995, 1997) и для всего рифея.

Перейти к столь радикальному выводу, дезавувирующему едва ли не весь накопленный на сегодняшний день биостратиграфический потенциал верхнедокембрийской микрофитологии, препятствуют новые данные, полученные нами по пространственно разобранной с анализируемыми южноуральскими находками пальниковской микробиоте Приуралья. Напомним, что отложения, заключающие эту самую представительную из всех анализируемых здесь микробиот, большинство исследователей, полагаясь главным образом на геофизические данные, помещают сейчас на еще более древний доюрматинский уровень. В то же время, названная микробиота имеет очень разнообразный таксономический состав и включает достаточно высокий процент характерных каратавских морфотипов, позволяющих гораздо определеннее, чем это можно сделать в отношении обедненных тюльменской и кужинских микробиот, судить о ее месте в последовательности микрофоссилий южноуральского рифея.

К стратиграфически значимым пальниковским таксонам принадлежат встреченные Е.В. Козловой (1990) акритархи *Valeria*, а также обнаруженные нами *Chuarina*, ?*Prolatoforma*, *Simia*, *Navifusa*, *Spumosina*, колониальные коккоидные микрофоссилии *Ostiana*, лентовидные *Asperatofilum*, многорядные чехлы *Polytrichoides*, орнаментированные трубчатые *Siphonophycus*, удлинненно-эллипсоидальные *Brevitrichoides*, кутикулярные образования *Rectia* и *Plicatidium*, широкие нити *Palaeolyngbya sphaerocephala* Herm. et Pyl., гигантские трихомы и трихомоподобные образования, сложно построенные *Pellicularia*, оболочки с длинным одиночным выростом *Caudosphaera*, нити с продольной текстурой *ex gr. Pseudodendron* и наиболее крупные ветвящиеся талломы *Archaeoclada*.

В стратотипическом разрезе рифея Башкирского мегантиклинория преобладающая часть названных или близких к ним форм (с учетом изменений в классификации докембрийских микрофоссилий; Янкаускас и др., 1989) присутствует только в зильмердакских (нугушских и бедерышинских) и постзильмердакских (инзерских и укских) отложениях каратавия (Янкаускас, 1982; Вейс и др., 1990; Козлова, 1990, 1994; Михайлова, Подковыров, 1992; Козлов и др., 1993). В нугушской микробиоте, приуроченной к нижней части зильмердакской свиты, к таким формам принадлежат *Chuarina*, *Navifusa*, *Ostiana*, *Asperatofilum*, трубчатые орнаментированные *Rectia*, *Plicatidium*, большая часть пальниковских широких трихомов и трихомоподобных образований. Вышележащую верхнезильмердакскую мулдакаевскую мик-

робиоту сближают с пальниковской не только поднимающиеся снизу характерные нугушские формы, но и лопастные оболочки *Valeria*, присутствующие там и здесь чехлы *Polytrichoides*, пленчатые веретеновидные *Pellicularia*, удлинено-эллипсоидальные *Brevitrichoides bashkiricus* Jank. В шишенякской микробиоте инзерской свиты и/или укской микробиоте одноименной свиты (следует учитывать, что последняя заключает только поднимающиеся снизу таксоны) набор таких форм дополняют крупные окаймленные акритархи *Simia*, эллипсоидальные оболочки с биполярным расположением выростов *?Prolatoforma*, губчатые *Spumosina* и др.

Таким образом, ключевая роль, которую перечисленные таксоны играют в составе пальниковской (кырпинской) микробиоты, ясно свидетельствует о таксономической близости последней в стратотипе рифея только к микробиотам каратавия (в первую очередь нугушской и мулдакаевской, а отчасти даже шишенякской и укской), но не бурзянской и собственно юрматинской (если для наглядности исключить из него спорные по своему стратиграфическому статусу тюльменские и кужинские отложения). Этот же вывод и очевидное несоответствие микрофитологических и всех прочих построений, касающихся возраста рассматриваемых отложений Приуралья и Южного Урала, ранее подчеркивали Т.В. Янкаускас (1982) и, в особенности, Е.В. Козлова (1990).

Привлечение более широкого круга данных, в первую очередь микрофитологической информации о рифейских разрезах Средней и Северной Сибири, несколько смягчает категоричность вывода о позднерифейском (т.е. собственно каратавском) возрасте пальниковских микрофоссилий (равным образом кужинских и тюльменских). Значительная часть упомянутых выше показательных южноуральских и приуральских таксонов, встречаемых в тюльменских и кужинских отложениях, в том числе *Chuaria*, *Simia*, *Ostiana*, *Polytrichoides*, *Rectia*, *Asperatofilum*, *Archaeoellipsoides* (= *Brevitrichoides*), *Caudosphaera*, крупные ветвящиеся талломы, и некоторые другие формы, как отмечалось, широко распространены в безыменско-сухотунгусинских отложениях Туруханского поднятия и керпильских толщах Учуро-Майского района Средней Сибири (Пятилетов, 1988; Вейс, Петров, 1994; Вейс и др., 1998; Петров и др., 1995 и др.). Те и другие среднесибирские отложения на основании различных критериев в настоящее время одни исследователи относят к верхней части среднего, а другие – к нижней части верхнего рифея (Семихатов, Серебряков, 1982; Хоментовский и др., 1985; Шенфильд, 1991; Семихатов, 1995, 1997), хотя с микрофитологических позиций состоятелен только второй из этих выводов. Однако присутствующие в пальниковской микробиоте акритархи *?Prolatoforma*, *Navifusa* и

сложно построенные ветвящиеся талломы *Archaeoclada* в названных районах Средней Сибири встречаются уже в безусловно верхнерифейских древнинской и/или лахандинской микробиотах, а специфические орнаментированные нити *Palaeolyngbya sphaerocephala* Herm. et Pyl. и талломы ex gr. *Pseudodendron* впервые появляются там на еще более высоком мироедихинском уровне среднесибирского каратавия (Герман, 1990; Петров, Вейс, 1995; Вейс и др., 1998). Таким образом, несмотря на некоторую неопределенность, связанную с неоднозначностью проведения границы среднего и верхнего рифея в Сибири, полный набор пальниковских и близких к ним кужинских и тюльменских форм встречен здесь лишь в отложениях поздней эратемы рифея.

Еще менее однозначная картина вырисовывается при сравнении пальниковской микробиоты Приуралья с органостенными формами, встречаемыми в рифейских отложениях западного склона Анабарского массива Северной Сибири (Вейс, Петров, 1994). В устьилинской и котуйканской свитах, приуроченных к средней части анабарского разреза рифея, встречаются очень богатые и разнообразные ассоциации микрофоссилий. Эти ассоциации включают все основные пальниковские морфотипы, за исключением самых “молдых” представителей последних – *?Prolatoforma*, *Navifusa*, *Spumosina*, *Palaeolyngbya sphaerocephala* Herm. et Pyl., *Pseudodendron* и неописанных новых форм. Близость упомянутых северосибирских микробиот к верхнерифейским (керпильскому, а отчасти лахандинскому и коррелируемым с ними) комплексам микрофоссилий Южного Урала и Средней Сибири неоднократно подчеркивалась ранее (Вейс, Петров, 1994; Вейс и др., 1998 и др.). Однако этот вывод находится в резком противоречии с результатами изучения котуйканских строматолитов, включающих помимо преобладающих северосибирских эндемиков ряд характерных нижнерифейских форм (Комар, 1966; Крылов, 1975), а также с К-Аг и изохронными Rb-Sr датировками устьилинского глауконита (соответственно 1465 млн. лет и 1491 млн. лет), и иллита (1430 млн. лет), первые из которых интерпретируются как отражающие время раннего диагенеза, а вторые – как время диагенеза погружения (Горохов и др., 1991, 1997). Эта интерпретация согласуется с изохронными Rb-Sr датировками двух минералогически различных некогенетичных фаз аутигенного иллита из вышележащей юсматской свиты. Для геологически более древней фазы было получено значение 1270 ± 8 млн. лет, а для более молодой – 1190 ± 10 млн. лет (Gogkhov et al., 1998). Образование первой фазы соотносено с диагенезом погружения, а второй – с регрессивным катагенезом на стадии поднятия территории. Упомянутые разногласия обостряются при подключении к решению данной проблемы

хеомстратиграфической информации (Покровский, Виноградов, 1991; Горохов и др., 1995; Knoll et al., 1995). Однородные и очень низкие первичные отношения $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} \approx 0.7045\text{--}0.7050$, характерные для всей предстарореченской части анабарского разреза, первыми из цитированных исследователей были интерпретированы как возможное свидетельство нижнепротерозойского возраста данных отложений (Покровский, Виноградов, 1991; Виноградов, 1995), тогда как другие авторы отмечали соответствие упомянутых отношений полученным в нижне- и среднерифейских (по их представлениям) отложениях сопредельных регионов (Горохов и др., 1995). Как полагают последние, изотопный состав Sr в карбонатных породах анабарского разреза свидетельствует лишь об их довендском возрасте, так как близкие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ были выявлены для инзерской свиты, входящей в типовую последовательность верхнего рифея Урала и для заведомо верхнерифейской лахандинской серии Учуро-Майского региона (0.70525–0.70538 и 0.70519–0.70550 соответственно; Кузнецов и др., 1997; Семихатов и др., 1998). Следовательно, в свете современных данных об изменении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в докембрии, наблюдаемые в анабарском разрезе низкие значения его первичных отложений оставляют широкий простор для выводов о возрасте развитых здесь отложений, охватывающий интервал от нижнего протерозоя до верхнего рифея включительно. Ситуацию не проясняет привлечение углеродных данных, поскольку C-изотопные хеомстратиграфические метки, полученные по рассматриваемым карбонатам (Knoll et al., 1995), характерны для отложений доверхнерифейского (Knoll et al., 1995; Семихатов, 1995, 1997), а по иным представлениям верхнерифейского возраста (Хоментовский и др., 1985 и др.).

Суммируя сказанное, можно констатировать следующее. Существуют веские биостратиграфические свидетельства, опирающиеся на представительные микрофитологические данные о принадлежности кужинских, тюльменских и кырпинских отложений к постюрматинской части рифея. Судя по этим данным, возможность “встраивания” этих отложений в предкаратавский перерыв на Южном Урале, а возможно и некоторое их “перекрытие” с типовым разрезом каратавия, является не только реальной, но и весьма высокой. При этом находящаяся на значительном удалении от стратотипа рифея пальниковская микробиота обладает особенно ярко выраженной микрофитологической спецификой, не исключающей ее более высокой стратиграфической позиции в постюрматинском временном интервале по сравнению с кужинскими и тюльменской микробиотами, хотя обычно для них указываются обратные соотношения. В целом общая противоречивая ситуация в верхнедокембрийской стратиграфии, связанная с

различиями показаний имеющихся в ее арсенале методов (Xiao et al., 1997), оставляет вопрос о реальных хронологических взаимоотношениях пыльниковской, тюльменской, кужинских и типовых рифейских микробиот открытым.

ВЫВОДЫ

Итак, на основании анализа представительного оригинального материала авторы существенно расширили микрофитологическую характеристику пограничных отложений среднего и верхнего рифея в его типовом разрезе на Южном Урале и обнаружили многочисленные микрофоссилии в перспективных для поисков нефти и газа древних толщах Волго-Уральской области. В обоих регионах в сумме выявлено шесть различных по обилию и таксономическому разнообразию микробиот, включающих в общей сложности более двух десятков родов и видов органостенных микрофоссилий. К этим микробиотам принадлежат кужинские (нижнекужинская и уртинская), тюльменская, нугушская и лемезинская микробиоты Башкирского мегантиклинория и пальниковская микробиота Камско-Бельского авлакогена. Полученные в результате проведенных исследований главные выводы можно сформулировать следующим образом.

1. Нугушская микробиота, происходящая из нижней части каратавской серии стратотипа рифея, обладает принципиальными отличиями своего таксономического состава от более древних юрматинских и бурзятских микробиот и включает набор характерных морфотипов, широко распространенных только в вышележащих отложениях каратавской серии. К этому набору на следующем более молодом мулдакаевском (бедерышинском) уровне добавляется ряд примечательных форм, позволяющих говорить о существовании по меньшей мере двух важных рубежей в нижней части верхнерифейской последовательности микрофоссилий стратотипа рифея.

2. Оба названных рубежа уверенно прослеживаются во всех представительных разрезах рифея Средней Сибири (предкерпыльский и предлахандинский рубежи Учуро-Майского района и др. и намечаются в некоторых северосибирских разрезах), что свидетельствует об их межрегиональном значении и впервые открывает реальную возможность использования микрофитологических данных для детальной биостратиграфической типизации границы среднего и верхнего рифея. Однако нужно отдавать себе ясный отчет в том, что реализация сделанного предложения открывает перспективу изменения дефиниции границы верхнего рифея в его стратотипе, которая ныне в хроностратиграфическом контексте имеет сугубо историко-геологическую природу и формально привязана к основанию зильмердакской свиты

каратавской серии (Семихатов и др., 1991; Поставление..., 1999).

3. Микробиоты, заключенные в спорных по своему стратиграфическому положению кужинских и тюльменских отложениях Южного Урала, имеют обедненный таксономический состав по сравнению с нугушской, а тем более бедерышинской микробиотами, но также включают ряд характерных верхнерифейских форм, не известных в типовых ниже- и среднерифейских разрезах Башкирского мегантиклинория. Наличие этих форм в кужинских и тюльменских отложениях может рассматриваться как косвенный аргумент в пользу предположения о возможности "встраивания" названных толщ в продолжительный перерыв, разделяющий в стратотипе рифея юрматинскую и каратавскую серии.

4. Предыдущий вывод приобретает дополнительную реалистичность в свете полученных новых данных о таксономическом составе встреченной в Камско-Бельском авлакогене пальниковской микробиоты. Названная микробиота обнаружена в отложениях, которые согласно существующим ныне корреляциям, залегают существенно ниже кужинских и тюльменских толщ, тогда как особенно представительный таксономический состав пальниковских микрофоссилий обладает высоким подобием с более молодыми (постнугушскими, посткерпыльскими и т.д.) микробиотами каратавия Южного Урала и Средней Сибири и не исключает обратных соотношений пальниковской микробиоты с кужинскими и тюльменской.

Авторы выражают искреннюю благодарность М.А. Семихатову за всестороннее содействие нашим исследованиям и конструктивное обсуждение полученных результатов. Данная работа не могла быть выполнена без активного участия В.И. Козлова, П.Н. Михайлова и Н.Д. Сергеевой, которым мы многим обязаны за помощь при проведении совместных полевых исследований и стратиграфическую привязку изученных проб. Авторы особенно благодарны В.А. Филиппову за постоянные консультации при анализе наиболее сложных вопросов региональной стратиграфии рифея Южного Урала. Важное значение для существенного совершенствования рукописи и развиваемых в ней положений имело ее весьма подробное критическое рассмотрение А.В. Масло-вым и М.С. Якшиным.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 98-05-64858 и 99-05-64054) и Уральской программы Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алиев М.М., Морозов С.Г., Постникова и др. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отло-

жений Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 1977. 157 с.

Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М. и др. Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 57–67.

Вейс А.Ф. Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47–64.

Вейс А.Ф. Органостенные микрофоссилии докембрия – важнейший компонент древней биоты // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 265–282.

Вейс А.Ф. Микрофоссилии в довендской стратиграфии протерозоя: проблемы и подходы // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 20–24.

Вейс А.Ф., Козлова Е.В., Воробьева Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 20–36.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114–130.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микробиоты керпыльской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41–58.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю. Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 97–129.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Преобразование фациально-экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 85–96.

Виноградов В.И. Верхнедокембрийские отложения Сибирской платформы: эпигенетические преобразования и парадоксы возраста // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Т. 1. 1995. С. 58–59.

Герман Т.Н. Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 52 с.

Головенко В.К., Белова М.Ю. "Гигантизм" в развитии микрофоссилий докембрия и его биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 33–39.

Головенко В.К., Белова М.Ю. Микрофоссилии в биостратиграфии докембрия: методические вопросы изучения и практического использования // Региональная геология и минералогия. СПб. 1995. № 4. С. 63–75.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др. Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17–32.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах. Устьильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.

Забродин В.Е. Микрофитолиты рифея Урала и Приуралья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1967. 35 с.

- Келлер Б.М., Янкаускас Т.В. Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 58–67.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Типовые разрезы верхней эратемы протерозоя // 27-й Международной геологический конгресс. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 56–76.
- Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Козлов В.И. Стратотип рифея Южного Урала // Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 6–16.
- Козлов В.И. Проблемы верхнего докембрия Южного Урала на IV Уральском стратиграфическом совещании // Верхний докембрий Южного Урала и Востока Русской плиты. Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 4–13.
- Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н. и др. Верхний докембрий Южного Урала и сопредельных районов востока Русской плиты // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 85–93.
- Козлов В.И., Вейс А.Ф., Сергеева Н.Д. и др. Литолого-петрографическая характеристика и микрофоссилии верхнедокембрийских отложений, вскрытых параметрической скважиной 133 Азино-Пальниковская в Удмуртии // Ежегодник-96. Информационные материалы. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 63–70.
- Козлова Е.В. Микрофоссилии авзянской свиты среднего рифея Южного Урала // III Всесоюз. симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Петрозаводск: Карельск. филиал АН СССР, 1987. С. 46–47.
- Козлова Е.В. Находки микрофоссилий в рифейских отложениях востока Русской плиты // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 50–56.
- Козлова Е.В. Органостенные микрофоссилии из отложений авзянской свиты Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и Востока Русской плиты. Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 60–68.
- Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.
- Комар В.А. Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 30–35.
- Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1975. Вып. 274. 243 с.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мельников Н.Н. и др. Изотопные разновидности Sg в известняках каратавской серии, Южный Урал // Рифей Северной Евразии. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 182–186.
- Ларионов Н.Н. Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1994. 19 с.
- Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. 220 с.
- Маслов А.В., Ишерская М.В. Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: УНЦ УрО РАН, 1998. 268 с.
- Михайлов П.Н. Основные особенности палеомагнетизма авзянской свиты Башкирского мегантиклинория // Стратиграфия и литология верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 3–11.
- Михайлова Н.С., Подковыров В.Н. Новые данные по органостенным микрофоссилиям верхнего докембрия Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 111–123.
- Морозов С.Г., Ревенко Э.А. О возрасте карбонатных толщ бавлинских отложений Башкирии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 148. № 4. С. 159–162.
- Ожиганова Л.Д. Нижний рифей Западной Башкирии // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 33–39.
- Петров П.Ю., Вейс А.Ф. Фациально-экологическая структура древнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 13–40.
- Петров П.Ю., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение на ней окремненных микрофоссилий (сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 79–89.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах Западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.
- Постановление по общей стратиграфической шкале докембрия СССР. Постановление МСК и его постоянных комиссий. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. Вып. 26. 69 с.
- Пятилетов В.Г. Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 47–94.
- Семихатов М.А. Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 6–20.
- Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 50–67.
- Семихатов М.А. Методы расчленения и корреляции рифея: современная оценка // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 3–13.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 221 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–16.
- Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав Sg в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // Докл. АН РАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 236–240.
- Сергеев В.Н. Микрофоссилии в кремнях светлинской свиты среднего рифея Учуро-Майского района Сибир

ри и их биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. В печати.

Стратиграфический словарь. Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.

Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Недра, 1963. 716 с.

Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм // М.: Наука, 1982. 176 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология // М.: Наука, 1983. 184 с.

Филиппов В.А. Формационные комплексы Башкирского мегантиклинория и их металлогения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 4. С. 935–938.

Филиппов В.А. Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН. 1997. С. 191–201.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25–33.

Шалагинов В.В., Маслов А.В. Рифей Урала, проблемы стратиграфии и корреляции // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург, 1997. С. 78–85.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: Изд-во МОИП, 1945. 131 с.

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

Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия Европейской части СССР и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1982. 52 с.

Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н. и др. Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 352 с.

Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfiellet Formation, Spitsbergen // Fossil and Strata. 1994. № 15. 84 p.

Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Turchenko T.L. et al. Rb-Sr systematics of Middle Riphean shales, the Yumastakh Formation, Anabar Massif, Siberia // ICOG-9, 20–26 August, 1998, Beijing, China. Abstracts. Chinese Sci. Bull., V. 43. Supplement, August, 1998. P. 47.

Knoll A.H., Sergeev V.N. Taphonomic and evolutionary changes across the Mezoproterozoic–Neoproterozoic transition // N. Jb. Palaeontol., Abh. 1995. V. 1–3. P. 289–302.

Knoll A.H., Sweet K., Mark J. Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat/lagoonae the Dracen Conglomerate Formation, Spitsbergen // J. Paleontol. 1991. V. 65. № 4. P. 531–570.

Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from northwestern Siberia (Anabar Massif Turokhansk Uplift). Amer. J. Sci. 1995. V. 295. P. 823–850.

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

Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger J.P. Paleobiology of the Mezoproterozoic Billyakh Group, Anabar Uplift, North-eastern Siberia // J. Paleontol. 1995. V. 69. № 1. 37 p.

Xiao S., Knoll A.H., Kaufman A.J. Neoproterozoic fossils in Mezoproterozoic rocks? Chemostratigraphic resolution of a biostratigraphic conundrum from the North China Platform // Prec. Res. 1997. V. 84. P. 197–220.

Рецензенты А.В. Маслов, М.С. Якишин

УДК 551.736:563.125.6(470.53)

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕЛЕХОВСКОГО ГОРИЗОНТА (ВЕРХНИЙ КАРБОН, ГЖЕЛЬСКИЙ ЯРУС) ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ ПО ФУЗУЛИНОИДЕЯМ

© 2000 г. А. П. Вилесов

Пермский государственный университет, 614600 Пермь, ул. Букирева, 15, Россия

Поступила в редакцию 13.10.98 г., получена после доработки 25.02.99 г.

Обсуждается введение в региональную стратиграфическую шкалу верхнего карбона Русской платформы мелеховского горизонта. Новый горизонт соответствует отдельному региональному циклу осадконакопления, отразившемуся в существенных перестройках бентосных сообществ швагеринид (*Foraminifera*, *Schwagerinida*) в начале и конце мелеховского времени. Предложено использовать мелеховский горизонт в региональных стратиграфических схемах Урала. Обоснована возможность расчленения нового горизонта в разрезах Пермского Приуралья на две местные фузулиноидные зоны – *Occidentoschwagerina ancestralis* и *Occidentoschwagerina konovalovae*. Приведена характеристика выделенных зон, описаны их стратотипические разрезы. Проанализирована возможность прослеживания выделенных зон в разрезах Южного Урала, Южного Тимана, Окско-Циньского вала, Самарской Луки.

Ключевые слова. Мелеховский горизонт, гжельский ярус, карбон, фузулиноиды, зональные подразделения, корреляция, Пермское Приуралье.

ВВЕДЕНИЕ

Мелеховский горизонт, введение которого в региональную стратиграфическую шкалу верхнего палеозоя Русской платформы рассмотрено и одобрено бюро РМСК по центру и югу Русской платформы 24 октября 1994 г., соответствует по объему фузулиноидной зоне *Daixina bosbytauensis*–*Daixina robusta* (Махлина, Исакова, 1997). Уверенное прослеживание отмеченной зоны в разрезах восточной окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба (Пограничные отложения..., 1986; Коновалова, 1991 и др.) позволяет использовать новый горизонт и в региональных стратиграфических схемах Урала.

Авторы нового стратона – М.Х. Махлина и Т.Н. Исакова (1997) – объясняют необходимость выделения зоны *Daixina bosbytauensis*–*Daixina robusta* в отдельный горизонт изменением ее положения в общей стратиграфической шкале. Согласно постановлению бюро МСК от 9 марта 1992 г. граница карбона и перми проводится на уровне подошвы фузулиноидной зоны *Schwagerina vulgaris*–*Schwagerina fusiformis* (Постановления МСК, 1992)¹. Нижележащая зона *Daixina bosbytauensis*–*Daixina robusta*, по подошве которой нижняя граница ассельского яруса и пермской системы определялась ранее (Постановления МСК, 1985), переведена в состав гжельского яруса верхнего карбона, что неизбежно поставило вопрос о ее горизонтной принадлежности.

В то же время, помимо формальных причин, существуют и другие серьезные основания для выделения зоны *Daixina bosbytauensis*–*Daixina robusta* в отдельный горизонт. Верхняя и нижняя границы зоны являются экостратиграфическими, событийными и соответствуют существенным региональным изменениям физико-географических условий и связанным с ними таксономическим перестройкам в бентосных палеосообществах эпиконтинентального морского бассейна.

На мелеховское время приходится начало трансгрессивного цикла, сменившего обширную регрессию позднекаменноугольных бассейнов (Калмыкова, 1980; Калмыкова, Кашик, 1988 и др.). Это событие запечатлено и в голостратотипе мелеховского горизонта, где отмечено неровное залегание базального слоя мелеховского горизонта на слое доломитового пестроокрашенного мергеля, или “синюхе”, маркирующем кровлю ногинского горизонта (Махлина, Исакова, 1997). Трансгрессия, начавшаяся в мелеховское время, продолжалась в течение всего ассельского века. Трансгрессивный седиментационный макроцикл ассельского яруса в разрезах Русской платформы делится на два цикла меньшего порядка, или мезоцикла, первый из которых приходится на мелеховский и холодноложский горизонты, второй – на

² В работе (Вилесов, 1999) родовая принадлежность группы *Daixina? robusta* Rauser пересмотрена. Предполагается, что швагериниды этой группы являются примитивными представителями рода *Globifusulina*. Далее по тексту родовая принадлежность вида *Daixina? robusta* Rauser и других “вздутых даиксин” дается в соответствии с отмеченными номенклатурными изменениями.

¹ По мнению автора, наиболее приемлемым уровнем границы каменноугольной и пермской систем является подошва зоны *Daixina bosbytauensis*–*Daixina robusta* (Вилесов, 1997б).

шиханский. Во всем мелеховско-холодноложском трансгрессивном мезоцикле II порядка выделяются три цикла I порядка, один из которых приходится на мелеховский горизонт, два – на холодноложский (Калмыкова, Кашик, 1974, 1988 и др.).

Общие изменения физико-географических условий начала мелеховского времени отразились в значительных изменениях биоты Восточно-Европейской палеогеографической провинции. Особенно ярко это прислеживается на швагеринидах – быстроэволюционирующей и хорошо изученной группе фузулиноидей.

К началу мелеховского цикла ассельской трансгрессии приурочено появление нескольких новых родов отряда Schwagerinida, быстро вытеснивших роды, определявшие структуру сообществ ногинского времени гжельского века (Калмыкова, 1980; Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1977 и др.). В мелеховское время появляются рода *Occidentoschwagerina*, *Globifusulina*, *Praepseudofusulina*, *Rugosochusenella*, подрод *Bosbytauella* роды *Daixina*, своеобразная группа *Triticites? fornicatus* Kanmera. Вымирают род *Jigulites* и подрод *Daixina* рода *Daixina*, занимавшие доминирующее положение в сообществах швагеринид ногинского времени. В мелеховских сообществах швагеринид доминирующей группой становятся “вздутые даиксины” – примитивные представители рода *Globifusulina*, многочисленные и разнообразные в разных фациальных обстановках. В мелеховское время швагериниды широко осваивают новую среду обитания – наддонную толщу воды с зарослями водорослей и прикрепленных беспозвоночных, – появляется своеобразная экологическая группа швагеринид – эпибентос (род *Occidentoschwagerina*, позже и другие роды с “швагериновой” спиралью). Выход в новую среду обитания происходит за счет ароморфных перестроек скелета. Роды, проходящие из ногинских отложений (например, *Schellwienia*, *Rugosofusulina*) представлены в обновленном видовом составе. Одновременно с постепенной трансгрессией происходит быстрое расселение новых родов из центров происхождения в новые районы эпиконтинентального моря. Процесс расселения тесно сопряжен с активным видообразованием. В качестве яркого примера можно привести род *Praepseudofusulina*, центром возникновения которого является Приволжский палеозоогеографический район (районирование по Калмыковой, 1980). Расселяясь на восток, север и северо-восток, род *Praepseudofusulina* дает много новых видов, до сих пор недостаточно изученных.

На конец мелеховского–начало холодноложского времени приходится начало следующего трансгрессивного седиментационного цикла I порядка, к которому приурочены очередные перестройки в швагерининовых сообществах. Роль рода-доминанта среди бентосных форм по-прежнему

играют глобифузулины, однако обновляется состав видов-доминантов: примитивные глобифузулины постепенно сменяются более высокоорганизованными формами. Среди эпибентосных групп появляются представители рода *Schwagerina*, быстро вытесняющие окцидентошвагерин. Холодноложские швагерининовые комплексы отличаются от мелеховских меньшей степенью эндемизма.

Таким образом, необходимость выделения мелеховского горизонта находит подтверждение в историческом развитии швагеринид – важнейшей ортостратиграфической группы позднего палеозоя, традиционно являющейся основной при выделении и обосновании верхнекаменноугольных и нижнепермских горизонтов региональных стратиграфических шкал Русской платформы и Урала.

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕЛЕХОВСКОГО ГОРИЗОНТА ПО ФУЗУЛИНОИДЕЯМ

Детальное изучение филогенеза швагеринид и смены их комплексов по разрезу позволяет в некоторых районах разделить интервал, отвечающий мелеховскому горизонту, на местные фузулиноидные зоны. В частности, на Южном Урале В.И. Давыдов выделяет в этом интервале разрезы зоны *Daixina* (*Bosbytauella*) *postsokensis* и *Daixina* (*Bosbytauella*) *postgalloway* (Попов и др., 1985; Давыдов, Попов, 1986 и др.), эти же зоны им выделены в Преддонецком Прогибе (Давыдов, 1992). Возможность расчленения аналогов мелеховского горизонта по фузулиноидеям продемонстрирована для Южного Тимана (Коновалова, 1991).

Недавние исследования стратиграфического распространения швагеринид в пограничных слоях гжельского и ассельского ярусов Пермского Приуралья позволили и здесь установить и расчленить мелеховский горизонт на две местные фузулиноидные зоны (снизу вверх): *Globifusulina robusta*–*Schellwienia portecta* и *Praepseudofusulina netkatchensis* (Вилесов, 1997а, б). Обе местные зоны надежно прослеживаются в ряде детально изученных разрезов и коррелируются с местными зональными подразделениями Южного Урала. Возможно также их прослеживание и на Южный Тиман.

В данной работе дается обоснование и наиболее полная характеристика местных фузулиноидных зон мелеховского горизонта Пермского Приуралья. Прежде чем перейти к основной части работы, необходимо особо остановиться на выборе зональных видов-индексов.

В предварительных публикациях (Вилесов, 1997а, б) выбор видов-индексов для местных зон мелеховского горизонта Пермского Приуралья не вполне удачен и не соответствует современным требованиям, предъявляемым к зональным биохронологическим шкалам (Черных, 1995). Отсутствие в разрезах Пермского Приуралья боз-

битауелл (*Daixina* (*Bosbytauella*)), использованных В.И. Давыдовым для филогенетической матрицы зональной фузулиноидной шкалы Южного Урала, не позволяет применить их в качестве видов-индексов местных зон. На первый взгляд, наиболее подходящей группой для выбора зональных видов-индексов являются глобифузулины – род-доминант швагеринидовых сообществ мелеховского времени. Однако на современном уровне изученности, глобифузулины не дают детальной филогенетической основы для построения шкалы. Необходимо дополнительное изучение их систематического разнообразия и уточнение интервалов стратиграфического распространения отдельных видов рода, так как имеющиеся литературные данные довольно противоречивы и нуждаются в ревизии.

Изучение филогенетических линий нескольких быстроэволюционирующих родов швагеринид позволило выбрать на роль зональных видов-индексов мелеховского горизонта представителей рода *Occidentoschwagerina*. Анализ эволюции окцидентошвагерин мелеховского времени подробно изложен в отдельной работе (Вилесов, 1998) и здесь лишь кратко следует отметить общие тенденции филогенеза этой своеобразной группы швагеринид.

Эволюционное развитие окцидентошвагерин в мелеховское время гжельского века имеет следующие обобщенные характерные черты: усиливается обособленность ювенариума, возрастает высота оборотов взрослой стадии, складчатость септ заметно слабеет, увеличиваются общие размеры раковины. Все это приводит сначала к появлению во второй половине мелеховского времени вздутых окцидентошвагерин (например, *Occidentoschwagerina konovalovae* Vilesov, *O. sartauensis* (Davidov) и др.), а позже, в начале ассельского века, первых швагерин (*Schwagerina fusiformis* Krot., *S. poljarica* Grozd. и др.), сохраняющих еще многие черты предкового рода (там же).

В основу зональной шкалы можно положить филогенетическую линию *Occidentoschwagerina ancestralis* Echlakov, 1977 → *Occidentoschwagerina konovalovae* Vilesov, 1998 (и далее → *Schwagerina fusiformis* Krotow, 1888), в которой хорошо прослеживаются отмеченные тенденции эволюции окцидентошвагерин. Выбор окцидентошвагерин на роль видов-индексов зональных подразделений мелеховского горизонта позволяет филогенетически обосновать и границу карбона и перми, так как швагеринины (*Schwagerina* Moeller, sensu Rauser)³, утвердившиеся в роли зональных видов-индексов для ассельского яруса, являются, по мнению автора, прямыми потомками окцидентошвагерин (Вилесов, 1998).

СТРАТОТИПЫ МЕСТНЫХ ЗОНАЛЬНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ МЕЛЕХОВСКОГО ГОРИЗОНТА

Прежде чем перейти к обоснованию местных зон мелеховского горизонта, необходимо привести описание и палеонтологическую характеристику их стратотипических разрезов.

В качестве стратотипа для зоны *Occidentoschwagerina ancestralis* выбран разрез Останец (слои 2–4), для зоны *Occidentoschwagerina konovalovae* – разрез Холодный Лог (обнажение № 24, слой 2–4). Оба разреза расположены на реке Косьва в 1.5 км выше по течению от поселка Верхняя Губаха (г. Губаха, Пермская область, Россия) (рис. 1).

Разрез Холодный Лог

Разрез Холодный Лог, являющийся стратотипом холодноложского горизонта ассельского яруса и парастратотипом некоторых фузулиноидных зон, представлен скальными выходами высотой до 120 м на правом берегу реки Косьва по обеим сторонам лога Холодный. В нем обнажены верхнекаменноугольные и нижнепермские известняки, содержащие обильные и разнообразные остатки различных групп морских ископаемых. Полное описание каменноугольной части разреза приведено в работе О.А. Щербакова с соавторами (1972), детальное описание пермской части разреза – в работах В.П. Золотовой и Ю.А. Ехлакова (Ехлаков, Золотова, 1986; Permian system..., 1993). В результате новых исследований характеристика фузулиноидных комплексов пермской части разреза была существенно дополнена и уточнена. Ниже приведено переописание только обнажения № 24 разреза Холодный Лог (рис. 2), где почти полностью вскрыт мелеховский горизонт верхнего карбона и обнажена базальная часть холодноложского горизонта нижней перми (номер обнажения указан по Золотовой и Ехлакову).

Верхний Карбон

Гжельский ярус

Мелеховский горизонт

Зона *Daixina bosbytauensis* – *Globifusulina robusta*

Местная зона *Occidentoschwagerina ancestralis*

Мощность слоя, м

Слой 1. Известняки светло-серые с желтоватым оттенком, водорослево-детритовые, реже мшанково- или криноидно-детритовые, особо прочные, массивнослоистые, тонкозернистые, в верхней половине слоя слабо битуминозные. Органические остатки: известковые водоросли, мелкие фораминиферы, сетчатые и ветвистые мшанки, одиночные кораллы, криноидеи, брахиоподы. Швагериниды редки, из них определены: *Globifusulina vohzgalensis biconica* (Poloz.), *G. tumifacta*

³ Следует отметить, что в настоящей работе автор придерживается системы подсемейства *Schwagerininae* Dunbar et Hepbest, как и в целом всего отряда *Schwagerinida*, принятой в работе Д.М. Раузер-Черноусовой с соавторами (1996).

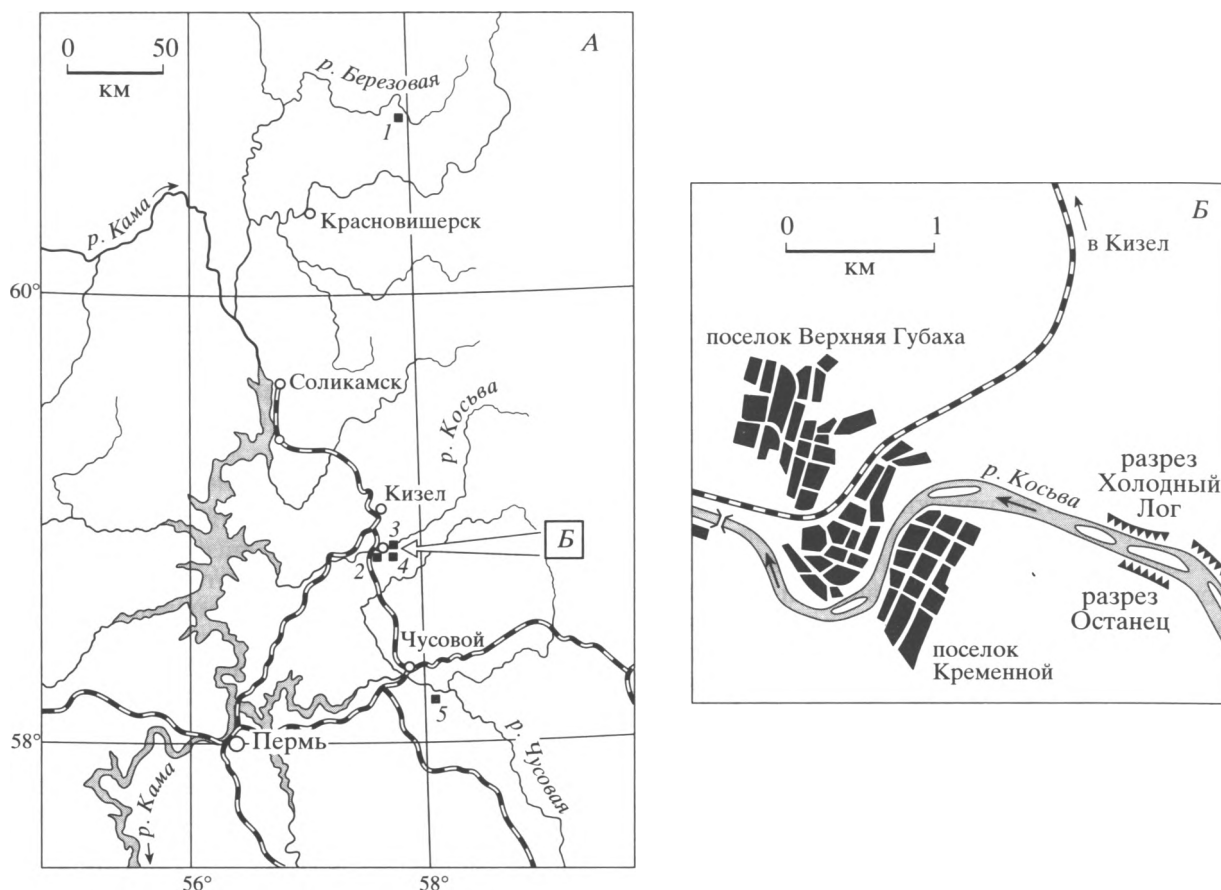


Рис. 1. Схема расположения разрезов мелховского горизонта Пермского Приуралья (А) и стратотипические разрезы (Б). Разрезы: 1 – Камень Столбы, 2 – Мост и Нижняя Губаха, 3 – Холодный Лог, 4 – Останец, 5 – Плакун.

(Echlak. et Scherbak), *G. robusta* (Raus.), *G. pechorica* (Vol.), *Occidentoschwagerina ancestralis* Echlak., *O. acerba* Vilesov 4.90

Местная зона *Occidentoschwagerina konovalovae*

Слой 2. Известняки желтовато-серые и желтовато-светло-серые, водорослево-палеоаплизиновые, сильно трещиноватые, мелкозернистые, массивнослоистые с известковыми водорослями *Globuliferoporella symetrica* (Johnson), *Pseudoepimastopora* sp., *Giroporella dissecta* Tchuv., мелкими фораминиферами (*Tetrataxis* sp., *Ammovertella* sp., *Climacammina* sp., *Globivalvulina* sp.), криноидеями, брахиоподами, гастроподами, ветвистыми мшанками. Швагериниды многочисленны в верхней части слоя, из них определены: *Globifusulina* aff. *pomposa* (Sjom.), *G. cf. tumifactor* (Echlak. et Scherbak.), *G. versabile* (Bensh), *Rugosochusenella simplex* (Mikh.), *Triticites? fornicatus* (Kanmera), *T.? subschwagerinoides f. grandis* (Grozd.), *T.? aff. unienensis* (Grozd. et Leb.), *T. kreekensis* Thompson, *Occidentoschwagerina* cf. *simplex* (Vol.), *O. konovalovae* Vilesov, *Praepseudofusulina propria* (I. Tcherm.) 2.50

Слой 3. Известняки серые и светло-серые, палеоаплизиново-водорослевые, водорослево-палеоаплизиновые, реже фораминиферо-водорослевые,

с обильным и разнообразным детритом, массивно-слоистые, пористые, тонко- и мелкозернистые. В верхней части слоя известняки слабо битуминозные. Органические остатки: известковые водоросли *Globuliferoporella* sp., *Pseudoepimastopora* sp., *Epimastopora grandis* Tchuv. et Anf., *Giroporella* sp., *Tubiphytes* sp., мелкие фораминиферы (*Amovertella* sp., *Eotuberitina* sp., *Bradina* sp., *Climacammina* sp., *Tetrataxis* sp., *Dekerella* sp., *Rectocornuspira* sp., *Tikhinella* sp., *Mesolasiodiscus* sp. и др.), одиночные *Rugosa*, брахиоподы, криноидеи, ветвистые и сетчатые мшанки. Из швагеринид определены: *Globifusulina vozghalensis* (Raus.), *G. tumifactor* (Echlak. et Scherbak.), *G. versabile* (Bensh), *G. berestyankica* (Vilesov), *Rugosochusenella simplex* (Mikh.), *R. paragregaria* (Raus.), *Triticites? fornicatus* (Kanmera), *T.? subschwagerinoides f. grandis* (Grozd.), *T.? aff. unienensis* (Grozd. et Leb.), *Occidentoschwagerina* aff. *simplex* (Vol.), *O. kosvaensis* Echlak., *O. konovalovae* Vilesov, *O. ancestralis* Echlak., *O. echlakovi* Vilesov, *Rugosofusulina* cf. *aktjubensis* Raus., *R. subundulata* Sjom., *Praepseudofusulina impercepta* (Jagof.), *P. netkatchensis* (Ketat), *P. fastuosa* (Ketat), *Anderssonites triangulatus* (Zol.), *Pseudofusulina? aff. diserta* Scherb. и др. 7.00

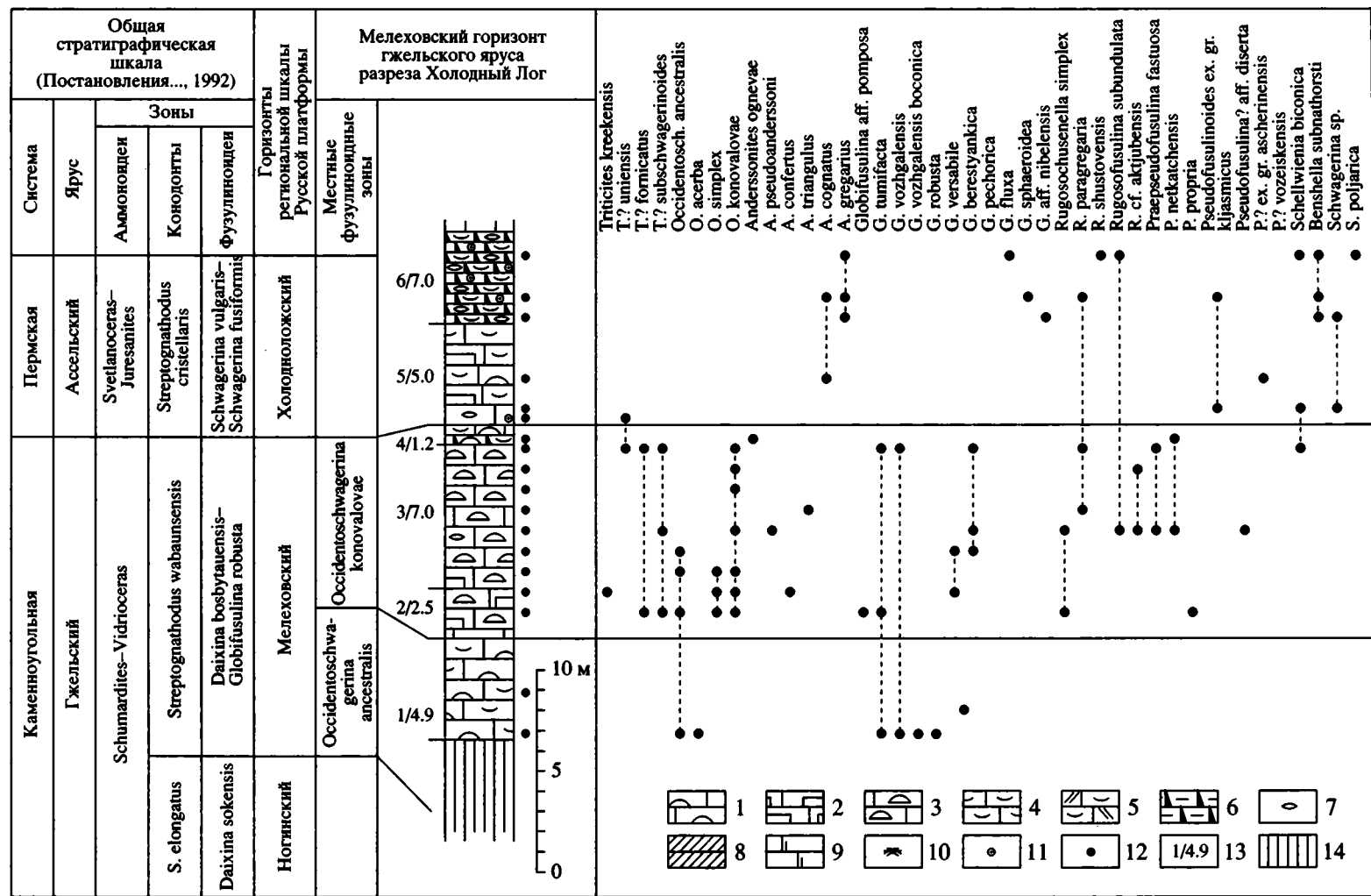


Рис. 2. Стратотип местной фузулиноидной зоны *Occidentoschwagerina konovalovae* мелеховского горизонта Пермского Приуралья – разрез Холодный Лог. 1–7 известняки: 1 – массивно- и толстослоистый, водорослевый, 2 – массивно- и толстослоистый, палеоаплизинный, 3 – палеоаплизинно-водорослевый, 4 – детритовый, 5 – шламово-детритовый, 6 – средне- и тонкослоистый, битуминозный, глинистый, 7 – фузулиноидный; 8 – доломит средне- и тонкослоистый; 9 – доломитизированный известняк; 10 – мшанки; 11 – криноиды; 12 – точки отбора образцов на фузулиноиды; 13 – номер и мощность слоя, м; 14 – задернованные участки и осыпи.

Слой 4. Известняки темно-серые, водорослево-детритовые, неяснослоистые, тонкозернистые, глинистые, битуминозные (внизу), вверх окремнелые, доломитизированные. Органические остатки: известковые водоросли, мелкие фораминиферы родов *Bradyina* и *Ammodiscoides*, редкие швагериниды (определен *Anderssonites ognepvae Vilesov*) крупные одиночные *Rugosa*, табуляты, брахиоподы 1.20

Нижняя Пермь

Ассельский ярус

Холодноложский горизонт

Зона *Schwagerina vulgaris*—*Sch. fusiformis*

Слой 5. Известняки серые и светло-серые, органично-детритовые, от мелко- до среднезернистых, массивнослоистые, сильно перекристаллизованные. В подошве слоя прослой известняка коричневатого, фузулиноидно-криноидного, мощностью 0.20 м. Органические остатки: известковые водоросли, палеоаплизини, мелкие фораминиферы, криноидеи, брахиоподы, табулятные кораллы. Швагериниды перекристаллизованы и деформированы, из них определены: *Schwagerina* sp., *Anderssonites cognatus* (Echlak.), *Schellwienia biconica* (Scherb.), *Pseudofusulinoides* ex gr. *kljasmicus* (Sjom), *Pseudofusulina?* ex gr. *ascherinensis* Sjom. 5.00

Слой 6. Известняки темно-серые до черных, органично-полидетритовые, главным образом фузулиноидно-детритовые и криноидно-детритовые с многочисленными колониями *Syringopora*, микрослоистые, тонкозернистые, сильно битуминозные. Органические остатки: известковые водоросли рода *Tubiphytes*, мелкие фораминиферы (*Deckerella* sp., *Eotuberitina* sp., *Climacammina* sp., *Palaeotextularia* sp., *Globivalvulina* sp., *Ammodiscus* sp. и др.), криноидеи (часто встречаются многочлениковые фрагменты стебля), брахиоподы, ветвистые мшанки. Швагериниды многочисленны, из них определены: *Schwagerina* sp., *S. poljarica* (Grozd.), *Schellwienia uberata* (Kon.), *Rugosofusulina* cf. *burkemensis* Vol., *R. subundulata* Sjom., *Rugosochusenella shustovensis* (Scherb.), *R. paragregaria* (Raus.), *Pseudofusulinoides* ex gr. *kljasmicus* (Sjom.), *Pseudofusulina?* ex gr. *ascherinensis* Sjom., *P.?* aff. *netchaevi* Dav., *P.?* *signata* Kon., *P.?* *vosejskensis* Kon., *Benshella subnathorsti* (Lee), *Anderssonites cognatus* (Echlak.), *A. gregarius* (Lee), *A. ex gr. gregarius* (Lee), *A. cognatus* (Echlak.), *Globifusulina fluxa* (Grozd.), *G. sphaeroidea* (Raus.), *G. aff. nibelensis* (Vol.) и др. 7.00

Разрез Останец

Разрез Останец представляет собой небольшие скальные уступы и отдельные коренные выходы по левому берегу реки, напротив разреза Холодный Лог. В нем обнажены известняки верх-

ней части гжельского яруса верхнего карбона и низов ассельского яруса нижней перми, содержащие многочисленные и разнообразные органические остатки. Первое описание разреза Останец приведено в работе М.В. Щербаковой (1986). Изучение собственных материалов позволило мне иначе провести биостратиграфические границы (рис. 3). Ниже приведено описание разреза Останец (нумерация слоев по Щербаковой).

Верхний Карбон

Гжельский ярус

Ногинский горизонт

Зона *Daixina sokensis*

Мощность слоя, м

Слой 1. Известняки от коричневатых до коричневатых-темно-серых, фузулиноидно-водорослевые, мелкозернистые, плотные, массивно-слоистые, прослоями микрослоистые (в прослоях многочисленные стилолитовые швы, сильно сдвинутые фузулиноидеи). Органические остатки: палеоаплизини, известковые водоросли, мелкие фораминиферы (*Tuberitina* sp., *Brunsia* sp., *Eotuberitina* sp., *Globivalvulina* sp., *Tikhinella* sp., *Climacammina* sp.). Из фузулиноидеи определены: *Quasifusulina longissima* Moell., *Ruzhenzevites* sp., *Daixina* aff. *transitoria* Alks. et Poloz., *D. licharevi* Dav., *Jigulites* cf. *magnus* Ros., *Triticites rossicus* posterior Bensch. Слой вскрыт в коренном выходе 1.00

Задерновано 2.00

Мелеховский горизонт

Зона *Daixina bosbytauensis*—*Globifusulina robusta*

Местная зона *Occidentoschwagerina ancestralis*

Слой 2. Доломиты коричневатых-серых, мелкозернистые, известковистые, с мелкими (точечными) включениями битуминозного вещества, с прослоями известняка светло-серого, водорослево-детритового, мелкозернистого, доломитизированного. Органические остатки: известковые водоросли, мелкие фораминиферы, редкие фузулиноидеи. Из швагеринид определены: *Anderssonites paraanderssoni* (Raus.), *Occidentoschwagerina ancestralis* Echlak. 1.00

Задерновано 2.50

Слой 3. Известняки коричневатых-серых, мелкозернистые, палеоаплизиново-детритовые и детритовые с микросгустковым цементом, толстослоистые, прочные, доломитизированные. Органические остатки: известковые водоросли (*Tubiphytes* sp., *Pseudoeopimastopora* sp., *Globuliferoporella* sp.), мелкие фораминиферы (*Tuberitina* sp., *Eotuberitina* sp., *Climacammina* sp., *Nodozaria* sp., *Bradyina* sp.), палеоаплизини, одиночные кораллы, брахиоподы, остракоды, мшанки. Из швагеринид определены: *Occidentoschwagerina acerba* Vilesov, *O. ancestralis* Echlak., *O. aff. ancestralis* Echlak., *O. aff. simplex* (Vol.), *Globifusulina* aff. *pomposa* (Sjom.), *G. tumifacta* (Echlak. et

Scherbak.), *Anderssonites anderssoni* (Schellw.), *A. ognevae* Vilesov, *A. paraanderssoni* (Raus.), *A. subovatus* (Kon.), *Schellwienia porrecta* (Sjom), Sch.? aff. *antropovi* (Malk.). Слой обнажается в небольших коренных выходах на склонах первой и второй надпойменных террас 1.50

Слой 4. Известняки светло-серые и серые, палеоаплизинные с микросгустковым цементом, мелкозернистые, толстослоистые, неравномерно доломитизированные. Органические остатки: мелкие фораминиферы, кораллы, членики криноидей, палеоаплизинны, брахиоподы, мшанки. Из швагеринид определены: *Anderssonites gerasimovi* (Vilesov), *A. confertus* (Vilesov), *A. paraanderssoni* (Raus.), *Occidentoschwagerina ancestralis* Echlak., *Schellwienia?* aff. *antropovi* (Malk.). Слой вскрыт в двух коренных выходах на склоне второй надпойменной террасы и у уреза воды, разделенных задернованным участком мощностью 2.00 м. Мощность слоя 8.00

Общая мощность местной зоны 13 м.

Местная зона *Occidentoschwagerina konovalovae*

Начиная со слоя 5, породы обнажаются в сплошной стене коренных выходов (высотой до 4 м) у уреза воды.

Слой 5. Известняки от коричневатого-серых до темно-серых, палеоаплизинные и палеоаплизинно-детритовые с микросгустково-шламовым цементом, мелко- и среднезернистые, толстослоистые с одиночными крупными швагеринидами. Органические остатки: известковые водоросли (*Tubiphytes* sp.), мелкие фораминиферы (*Tuberitina* sp., *Eotuberitina* sp., *Globivalvulina* sp., *Climacammina* sp., *Brunsia* sp., *Tetrataxis* sp., *Monotaxinoides* sp.), палеоаплизинны, брахиоподы, кораллы, мшанки. Из швагеринид определены: *Globifusulina vozghalensis* (Raus.), *G. shentalensis* (Jagof.), *G. robusta* (Raus.), *G. cf. robusta* (Raus.), *G. tumifacta* (Echl. et Scherb.), *Rugosochusenella* sf. *shustovensis* (Scherb.), *R. paragregaria* (Raus.), *Rugosofusulina postprisca* Bensch, *Triticites?* *uniensis* Grozd. et Leb. 2.50

Слой 6. Известняки коричневатого-темно-серые до черных, органогенно-полидетритовые, мелко- и среднезернистые, тонкослоистые, листоватые, битуминозные, глинистые. Органические остатки: известковые водоросли (*Tubiphytes* sp.), мелкие фораминиферы (*Bradyina* sp., *Tuberitina* sp., *Nankinella* sp., *Pseudoendothira* sp.), кораллы, криноидеи. Из фузулиноидей определены: *Quasifusulina longissima* (Moell.), *Globifusulina robusta* (Raus.), *G. aff. berestyankica* (Vilesov), *Praepseudofusulina fastuosa* (Ketat), *Occidentoschwagerina simplex* (Vol.), *O. cf. konovalovae* Vilesov, *Rugosochusenella kalaikuchnensis* Dav., *R. paragregaria* (Raus.), *Triticites?* *fornikatus* Kanmera, T.? cf. *uniensis* Grozd. et Leb. 1.00

Слой 7. Известняки светло-серые, органогенно-детритовые с тонкозернистым цементом, мелко- и среднезернистые, трещиноватые. Органи-

ческие остатки: известковые водоросли, мелкие фораминиферы (*Nankinella* sp., *Tetrataxis* sp. и др.) мшанки, криноидеи. Из швагеринид определены: *Anderssonites subovatus* (Kon.), *A. confertus* (Vilesov), *Globifusulina robusta* (Raus.), *Triticites?* *subschwagerinoides* f. *grandis* Grozd., *Rugosofusulina* cf. *aktjubensis* Raus., *Rugosochusenella ascedens* (Raus.), *Occidentoschwagerina simplex* (Vol.), *Praepseudofusulina netkatchensis* (Ketat) 2.50

Слой 8. Известняки коричневатого-серые, фузулиноидные, среднеслоистые, с ровными поверхностями наслоения. Органические остатки: фузулиноидеи, членики криноидей, одиночные кораллы. Из швагеринид определены: *Globifusulina vozghalensis* (Raus.), *G. cf. versabile* (Bensch), *Triticites?* *fornikatus* (Kanmera), *Occidentoschwagerina konovalovae* Vilesov, *Rugosochusenella paragregaria* (Raus.) ... 0.80

Слой 9. Известняки темно-коричневатого-серые, органогенно-детритовые (водорослево- и фораминиферово-детритовые) с микросгустковым цементом, мелко- и среднезернистые, среднеслоистые, в верхней части щебенчатые. Органические остатки: известковые водоросли (*Epimastopora* sp.), мелкие фораминиферы (*Glomospira* sp., *Palaeotextularia* sp.), стебли криноидей, брахиоподы. Из швагеринид определены: *Globifusulina robusta* (Raus.), *G. vozghalensis* (Raus.), *Occidentoschwagerina* sp., *Rugosofusulina* ex. gr. *aktjubensis* Raus., *Schellwienia?* aff. *antropovi* (Malk.) 1.00

Слой 10. Известняки от темно-серых с коричневатым оттенком до черных, мелко- и среднезернистые, микро- и тонкослоистые, шламово-детритовые, глинистые, битуминозные. В подошве известняки водорослево-детритовые со сплюснутыми на поверхности наслоения фузулиноидеями, микрослоистые; в средней части известняки сильно битуминозные, листоватые, с микростилолитовыми швами; в кровле известняки шламово-детритовые, плотные, с неравномерными вкраплениями битуминозного вещества. Органические остатки: известковые водоросли, мелкие фораминиферы, фузулиноидеи плохой сохранности, палеоаплизинны, мшанки, стебли криноидей, брахиоподы. Из швагеринид определены: *Pseudofusulinoides dissimilis* (Scherb.), *Triticites?* *fornikatus* Kanmera 1.70

Общая мощность местной зоны 9.50 м.

Нижняя Пермь

Ассельский ярус

Холодноложский горизонт

Зона *Schwagerina vulgaris*-Sch. *fusiformis*

Слой 11. Известняки серые, шламово-детритовые, мелко- и среднезернистые, тонко- и среднеслоистые, плотные, глинистые, битуминозные. Органические остатки: известковые водоросли (*Tubiphytes* sp.), мелкие фораминиферы (*Tuberitina* sp., *Climacammina* sp., *Bradyina* sp.), членики крино-

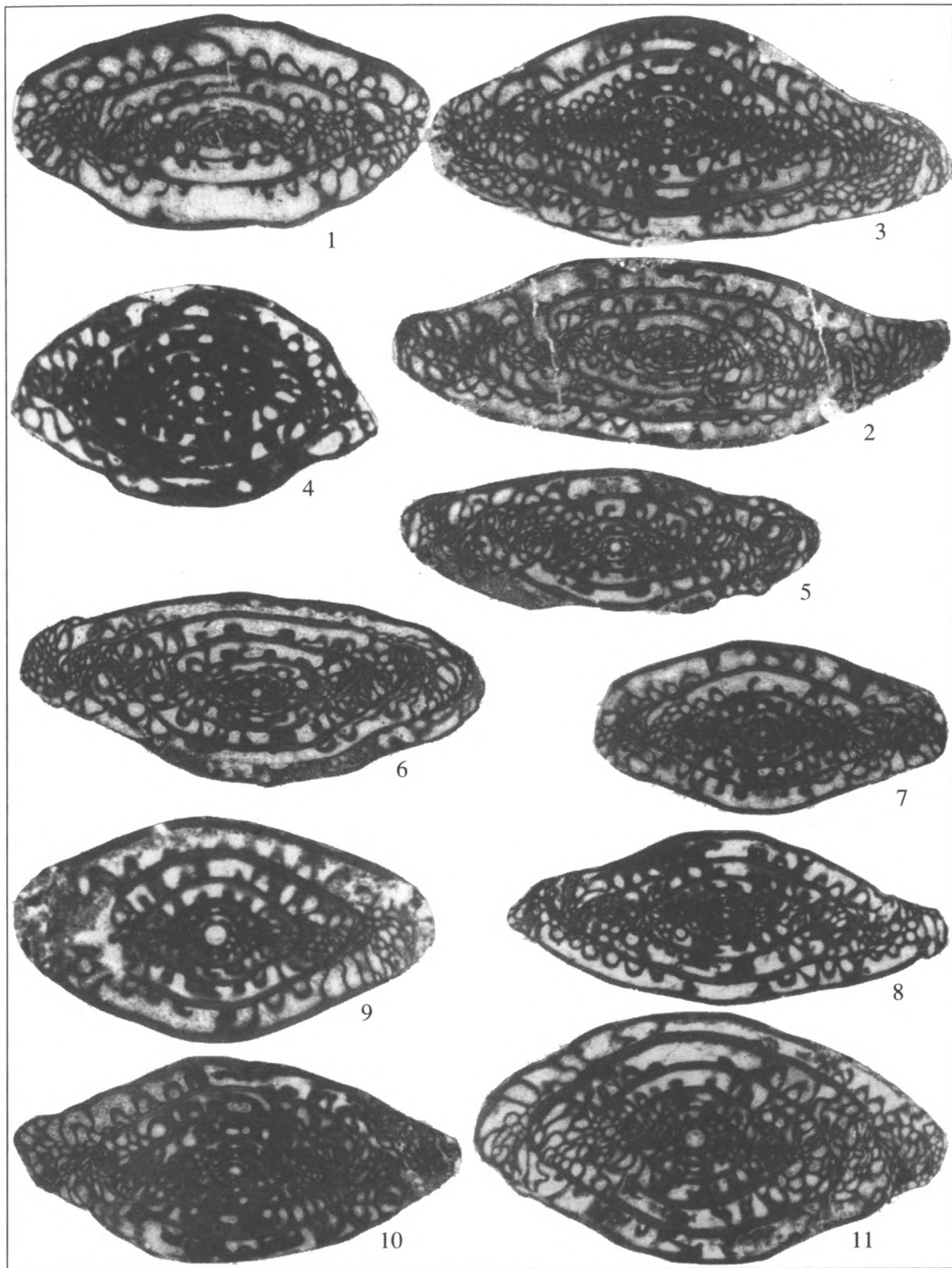


Таблица 1. Швагериниды зоны *Occidentoschwagerina ancestralis* мелеховского горизонта Пермского Приуралья.

Во всех случаях увеличение 15 (за исключением фиг. 2, 4, 11).

1 – *Occidentoschwagerina ancestralis* Echlakov, экз. № 3-4/2, аксиальное сечение; разрез Останец, слой 3. 2 – *Occidentoschwagerina acerba* Vilesov, голотип, № 3-1/1, аксиальное сечение ($\times 12.5$), разрез Останец, слой 3. 3 – *Anderssonites ognevae* Vilesov, экз. № 3-4/1, аксиальное сечение; разрез Останец, слой 3. 4 – *Triticites? nadezhdae* (Grozdilova), экз. № 3-2-19, аксиальное сечение ($\times 20$); разрез Нижняя Губаха, слой 7. 5 – *Schellwienia emaciata* (Konvalova), экз. № Ж-3-2, аксиальное сечение; разрез Нижняя Губаха, слой 7. 6 – *Schellwienia visotchnajaensis* (Konvalova), экз. № 3303, аксиальное сечение; разрез Нижняя Губаха, слой 7. 7 – *Schellwienia porrecta* (Sjomina), экз. № 3-2-16, аксиальное сечение; разрез Нижняя Губаха, слой 7. 8 – *Schellwienia acuminulata* (Echlakov), экз. № 3-2-32, аксиальное сечение; разрез Нижняя Губаха, слой 7. 9 – *Globifusulina cf. vozghalensis* (Rausser), экз. № 3-1/3, аксиальное сечение; разрез Останец, слой 3. 10 – *Globifusulina pechorica* (Volozhnina), экз. № К-1-1, аксиальное сечение; разрез Нижняя Губаха, слой 9 (подошва). 11 – *Globifusulina tumifacta* (Echlakov et Scherbakova), экз. № 3-1/6, скошенное сечение ($\times 12.5$); разрез Останец, слой 3.

идей, брахиоподы. Из швагеринид определены: *Anderssonites cognatus* (Echlak.), *A. kireevae* (Scherb.), *Triticites? subschwagerinoides* Grozd. 1.50

Слой 12. Известняки темно-серые с коричневым оттенком, органо-генно-детритовые (с преобладанием в детрите остатков фузулиноидей, криноидей, водорослей) и водорослево-детритовые, крупнозернистые, микрослоистые, битуминозные. В подошве слоя известняки местами светлые (пятнистые); пятна заполнены светлым, крупнокристаллическим кальцитом. Органические остатки: известковые водоросли, мелкие фораминиферы (*Brunsia* sp., *Nodosaria* sp.), мшанки, членики криноидей, брахиоподы, палеоаплизинны, одиночные кораллы. Из швагеринид определены: *Globifusulina* aff. *robusta* (Raus.), *Anderssonites gregarius* (Lee) 0.70

Слой 13. Известняки светло-серые, криноидно-детритовые, средне- и крупнозернистые, массивные, в верхней части глинистые. Органические остатки: криноидеи, мшанки, мелкие фораминиферы, одиночные кораллы, известковые водоросли 1.30

Слой 14. Известняки серые и темно-серые, мшанково-криноиднодетритовые, от тонко- до среднезернистых, рассланцованные, частично доломитизированные. Органические остатки: мелкие фораминиферы, фузулиноидеи (*Anderssonites cognatus* (Echlak.), *A. gregarius* (Lee), *Rugosochusenella kalaikuchnensis* Dav.), брахиоподы, кораллы, криноидеи, мшанки 4.00

Слой 15. Известняки светло-серые, органо-генно-детритовые с микроструктурным цементом, тонко- и среднезернистые, среднеслоистые, доломитизированные. В кровле слоя часто встречаются сильно перекристаллизованные швагеринны. Органические остатки: известковые водоросли (*Tubiphytes* sp.), мелкие фораминиферы (*Tuberitina* sp., *Palaeotextuslaria* sp.), мшанки, членики криноидей, палеоаплизинны, брахиоподы. Из швагеринид определены: *Benshella subnathorsti* (Lee), *Anderssonites cognatus* (Echlak.), *Pseudofusulioides* ex gr. *kljasmicus* (Sjom.), *Praepseudofusulina impersepta* (Jagof.), *Schwagerina* ex gr. *vulgaris* 3.00

Граница между системами в разрезе Останец проведена несколько ниже появления первых представителей рода *Schwagerina*. В данном случае положение границы основано на общем изменении комплекса швагеринид: появлении характерных андерсонитесов (например, *Anderssonites cognatus* (Echlak.)), практически полным исчезновении окцидентошвагерин, глобифузулин группы *Globifusulina robusta* (Raus.) и др. В других разрезах по р. Косью (Холодный Лог, Нижняя Губаха) появление швагерин приурочено к отмеченным изменениям в фузулиноидном комплексе.

М.В. Щербакова (1986) границу между зонами *Daixina bosbytauensis*–*Globifusulina robusta* и *Schwagerina vulgaris*–*Sch. fusiformis* (в настоящее время граница карбона и перми) в разрезе Останец проводила по подошве слоя 8. По моему мнению, этот уровень границы слабо обоснован и несколько занижен. Комплекс швагеринид, установленный для слоев 8–10, является типичным для мелеховского горизонта (основу комплекса составляют глобифузулины группы *Globifusulina robusta* (Raus.) и окцидентошвагеринны), единственная отмеченная в слое 8 швагерина указана Щербаковой как сомнительная.

Литолого-палеонтологическую характеристику мелеховского горизонта ряда разрезов Пермского Приуралья можно найти также в следующих работах: Щербакова, Щербаков, 1994 (разрез Плакун на р. Чусовая), Вилесов, 1997в (разрез Нижняя Губаха на р. Косью), Золотова, Проворов, 1974 (разрез Мост на р. Косью), Ехлаков, Золотова, 1986 (разрез Камень Столбы на р. Березовая).

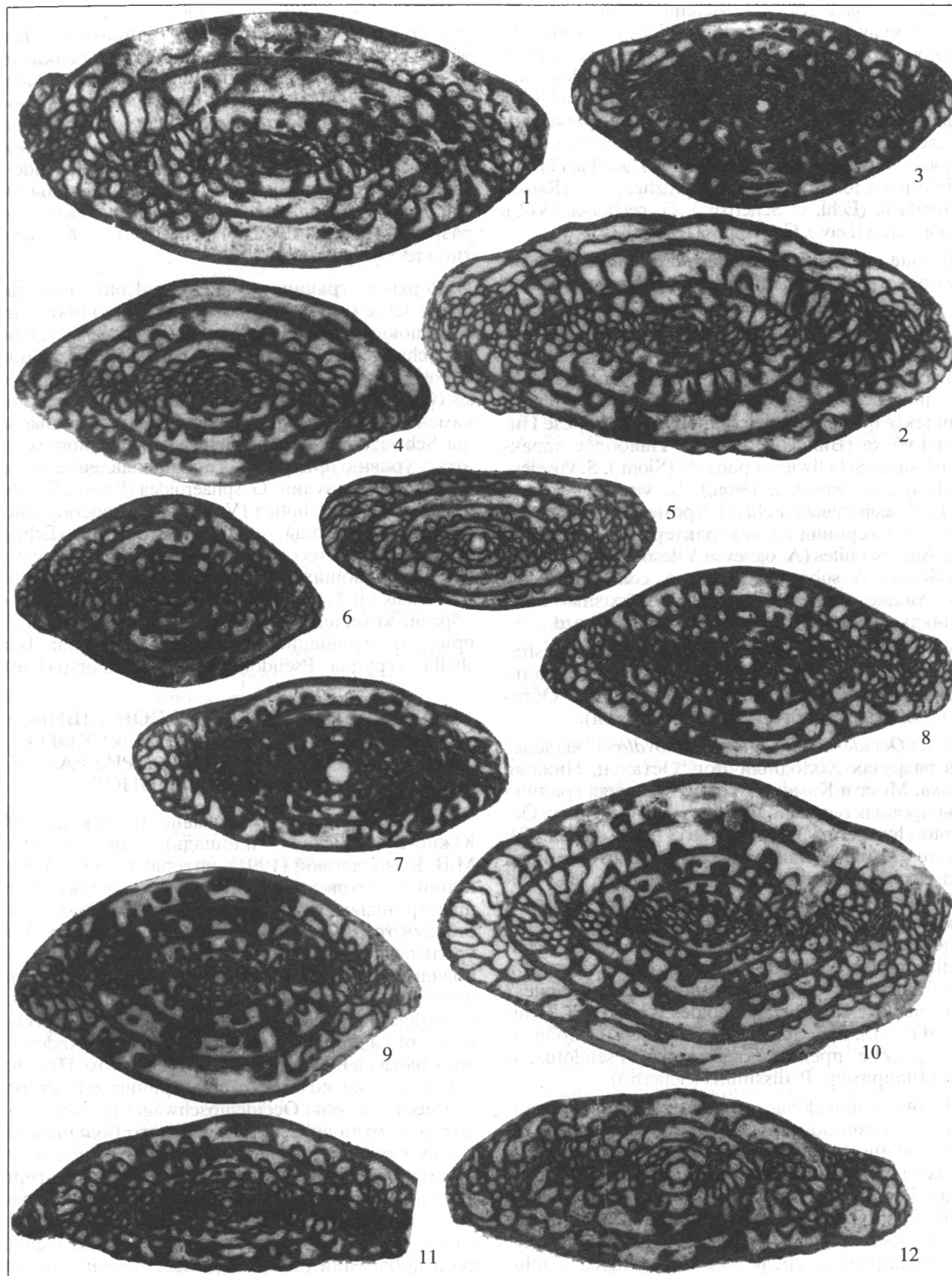
ОБОСНОВАНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТНЫХ ФУЗУЛИНОИДНЫХ ЗОН МЕЛЕХОВСКОГО ГОРИЗОНТА

Зона *Occidentoschwagerina ancestralis* является базальной для мелеховского горизонта и выделена в разрезах Холодный Лог, Останец, Нижняя Губаха, Мост (р. Косью), Плакун (р. Чусовая), Камень Столбы (р. Березовая) (местонахождение разрезов на рис. 1). Нижняя граница зоны совпадает с подошвой зоны *Daixina bosbytauensis*–*Globifusulina*

Таблица II. Швагериниды зоны *Occidentoschwagerina konovalovae* мелеховского горизонта Пермского Приуралья.

Во всех случаях увеличение 15 (за исключением фиг. 4).

1 – *Occidentoschwagerina konovalovae* Vilesov, голотип, № 24-2-3/3, аксиальное сечение; разрез Холодный Лог, обнажение 24, слой 2. 2 – *Occidentoschwagerina echlakovi* Vilesov, голотип, № 24-2-2/5, аксиальное сечение; разрез Холодный Лог, обнажение 24, слой 2. 3 – *Globifusulina ponderosa* (Alksne), экз. № Н-3-3, аксиальное сечение; разрез Нижняя Губаха, слой 9. 4 – *Praepseudofusulina netkatchensis* f. *ventricosa* (Ketat), экз. № Ф-1-5, аксиальное сечение (×20); разрез Нижняя Губаха, слой 9. 5 – *Praepseudofusulina netkatchensis* f. *ovata* (Ketat), экз. № 4493, аксиальное сечение; разрез Камень Столбы, обн. 21, слой 12. 6 – *Likharevites subschwagerinoides forma grandis* (Grozdilova), экз. № 24-2-2/6, аксиальное сечение; разрез Холодный Лог, обн. 24, слой 2. 7 – *Praepseudofusulina* aff. *busulukensis* (Dobrokhotova), экз. № 3298, аксиальное сечение; разрез Нижняя Губаха, слой 9. 8 – *Globifusulina vozgalensis* (Rausser), экз. № У-3-3, аксиальное сечение; разрез Нижняя Губаха, слой 9. 9 – *Globifusulina* cf. *robusta* (Rausser), экз. № Т-1-2, аксиальное сечение; разрез Нижняя Губаха, слой 9. 10 – *Globifusulina versabile* (Bensh), экз. № Ф-2-2, незначительно скошенное сечение; разрез Нижняя Губаха, слой 9 (середина слоя). 11 – *Rugosochusenella simplex* (Z. Mikhailova), экз. № 24-3-3/17, аксиальное сечение; разрез Холодный Лог, обн. 24, слой 3. 12 – *Rugosofusulina aktjubensis* Rausser, экз. № 24-3-8/3, скошенное сечение; разрез Холодный Лог, обн. 24, слой 3.



robusta и проводится по появлению в разрезе вида *Occidentoschwagerina ancestralis* Echlak. (табл. I). К подошве зоны приурочено появление и других примитивных представителей рода *Occidentoschwagerina*, а также первых глобифузулин (группа *Globifusulina robusta* Raus.). Для зоны наиболее характерны следующие представители упомянутых родов: *Occidentoschwagerina simplex* (Vol.), *O. acerba* Vilesov, *Globifusulina robusta* (Raus.), *G. vozgalsensis* (Raus.), *G. tumifactor* (Echl. et Scherbak.), *G. pechorica* (Vol.), *G. subrobusta* (Dav.), *G. pomposa* (Sjom.).

В зоне *ancestralis* появляются первые единичные представители рода *Praepseudofusulina*, такие, как *P. cara minima* (Isak.).

Видовой состав шельвиний зоны *ancestralis* существенно меняется по сравнению с нижележащей зоной *Daixina sokensis*, а новые виды шельвиний иногда довольно многочисленны в общем комплексе фузулиноидей (например, в разрезе Нижняя Губаха (Вилесов, 1997в)). Наиболее характерны виды *Schellwienia portecta* (Sjom.), *S. voseiensis* (Kon.), *S. emaciata* (Kon.), *S. visotchanajensis* (Kon.), *S. acuminata* (Echlak). Кроме этого, для комплекса швагеринид зоны характерны также виды рода *Anderssonites* (*A. ognevae* Vilesov, *A. paraanderssoni* (Raus.), *A. subovatus* (Kon.), *A. confertus* (Vilesov)) а также морфологически своеобразные швагериниды группы *Triticites? nadezhdae* (Grozd.).

Мощность зоны *Occidentoschwagerina ancestralis* колеблется от 4 м в разрезе Плакун (нормально слоистые известняки) до 13 м в разрезе Останец (слоистые и биогермные известняки).

Зона *Occidentoschwagerina konovalovae* выделена в разрезах Холодный Лог, Останец, Нижняя Губаха, Мост и Камень Столбы. Нижняя граница зоны проводится по появлению в разрезе вида *Occidentoschwagerina konovalovae* Vilesov (табл. II). Вместе с ним появляются некоторые другие виды рода *Occidentoschwagerina*, например, *O. kosvaensis* Echlak., *O. echlakovi* Vilesov. Кроме этого, к этому же уровню приурочено первое появление представителей рода *Rugosochusenella* (*Rugosochusenella simplex* (Z. Mikh.), *R. paragregaria* (Raus.)) и представителей своеобразной группы *Triticites? fornicatus* (*T.? subschwagerinoides* (Grozd.), *T.? uniensis* (Grozd.), *T. ? fornicatus* (Kanmera)). Появляются редкие представители рода *Pseudofusulinoides* (например, *P. dissimilis* (Scherb.)).

В зоне *konovalovae* становятся многочисленными и разнообразными представители рода *Praepseudofusulina*. Появляются следующие виды преевдофузулин: *Praepseudofusulina netkachensis* (Ketat), *P. propria* (I. Tchern.), *P. busulukensis* (Dobr.), *P. impercepta* (Jagof.), *P. saratovensis* (I. Tchern.), *P. urmarensis* (Scherb.) и др. Видовой состав глобифузулин расширяется, среди них появляются: *Globifusulina versabile* (Bensh), *G. gracilis* (Sjom.), *G. ponderosa* (Alksne), *G. confinis* (Sjom.) и др.

Обновляется комплекс шельвиний: виды, характерные для зоны *ancestralis* (например, *Schellwienia portecta* (Sjom.) и др.), становятся редкими и исчезают. На смену им появляются *Schellwienia lilia* (Kon.), *S. aff. cognata* (Kon.). Для зоны *konovalovae*, кроме этого, характерны ругозофузулины группы *Rugosofusulina aktjubensis* Raus. По-прежнему встречаются андерсонитесы группы *Anderssonites paraanderssoni* (Raus.). Мощностъ зоны *Occidentoschwagerina konovalovae* колеблется от 6 м в разрезах Нижняя Губаха и Мост до 11 м в стратотипическом разрезе.

Верхняя граница зоны *Occidentoschwagerina konovalovae* (и мелеховского горизонта) проводится по появлению примитивных представителей рода *Schwagerina*, таких, как *S. fusiformis* (Krot.), *S. poljarica* (Grozd.), *S. kimajica* (Scherb.), *S. belajaensis* (Grozd.) и др., определяющих уровень границы каменноугольной и пермской систем (подошва зоны *Schwagerina vulgaris*–*Schwagerina fusiformis*). К этому уровню приурочено также появление новых видов глобифузулин (*G. sphaeroidea* (Raus.), *G. nibelensis* (Vol.), *G. elliptica* (Vol.) и др.), своеобразной эндемичной группы *Anderssonites cognatus* (Echlakov) и андерсонитесов группы *Anderssonites gregarius* (Lee), сменяющих группы *Anderssonites paraanderssoni* (Raus.) и *A. anderssoni* (Schell.). Заметное своеобразие комплексу базальной швагерининовой зоны придают появившиеся представители рода *Benshella* (= группа "*Pseudofusulina*" *subnathorsti* (Lee)).

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕСТНЫХ ЗОНАЛЬНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ МЕЛЕХОВСКОГО ГОРИЗОНТА ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ И СОСЕДНИХ РЕГИОНОВ

На Юго-Восточном Тимане (скважина 308, Южно-Буркемская площадь), по данным М.В. Коноваловой (1991), интервал, соответствующий мелеховскому горизонту, разделяется по швагеринидам на два слоя, которые хорошо сопоставляются с местными зонами Пермского Приуралья. Слои с *Globifusulina robusta* выделены Коноваловой по появлению в разрезе глобифузулин (*Globifusulina robusta* (Raus.), *G. raznicini* (Vol.), *G. vozgalsensis* (Raus.), *G. pomposa* (Sjom.), *G. pechorica* (Vol.) и др.), андерсонитесов группы *Anderssonites paraanderssoni* (Raus.). В Пермском Приуралье такой же комплекс швагеринид характерен для местной зоны *Occidentoschwagerina ancestralis*, который отличается от тиманского большим видовым и родовым разнообразием: заметное место в комплексе часто занимают оксидентошвагерини и шельвинии. Многочисленные находки в разрезах Пермского Приуралья видов, описанных ранее по материалам разрезов Тимано-Печерской провинции (например, *Schellwienia emaciata* (Kon.), *S. voseiensis* (Kon.), *Globifusulina pechorica* (Vol.), *Triticites? nadezhdae* Grozd. и др.), подтверж-

дают хорошую связь между двумя регионами в мелеховское время гжельского века.

Зоне *Occidentoschwagerina konovalovae* Пермского Приуралья на Юго-Восточном Тимане соответствуют слои с *Pseudofusulinoides kljasmicus* (Sjom.), для которых характерно появление псевдофузулиноидесов и массовых препсевдофузулин, таких как *Prepseudofusulina saratovensis* (Tchern.), *P. ikensis* (Dobrokh.) и др. (Коновалова, 1991).

На Южном Урале интервал, отвечающий мелеховскому горизонту, разделен В.И. Давыдовым (Попов и др., 1985; Давыдов, Попов, 1986; Давыдов, 1986 и др.) на две зоны. Зоне *Occidentoschwagerina ancestralis* Пермского Приуралья здесь соответствует зона *Daixina* (*Bosbytaeuella*) *postsokensis*. Нижняя граница южноуральской зоны проводится по появлению родов *Globifusulina* (*G. robusta* (Rausser), *G. vohzgalensis* (Rausser)) и *Occidentoschwagerina* (формы, сходные с *O. ancestralis* Echlakov и др.), а также бозбитауелл (*Daixina* (*Bosbytaeuella*)), типичных для тетических разрезов и отсутствующих в среднеуральских.

В основании вышележащей зоны *Daixina* (*Bosbytaeuella*) *postgalloway* Южного Урала появляются ругозочузенеллы и представители группы *Triticites? fornicatus* Kanmra (Попов, Давыдов и др., 1985; Давыдов, Попов, 1986), что позволяет уверенно сопоставлять зону *postgalloway* Южного Урала с зоной *Occidentoschwagerina konovalovae* Пермского Приуралья. Кроме этого, уверенное сопоставление позволяют сделать и окцидентошвагеринины: в зоне *Daixina* (*Bosbytaeuella*) *postgalloway* Южного Урала отмечены виды *Occidentoschwagerina sarykumensis* Scherbovich, sensu Davidov, 1986, *O. sartauensis* (Davidov) (Давыдов, 1986), первый из которых очень близок к среднеуральскому *Occidentoschwagerina konovalovae* Vilesov.

На Окско-Цнинском валу, по данным С.А. Семиной (1961), можно проследить слои, сходные по комплексам швагеринид с обеими местными зонами мелеховского горизонта Пермского Приуралья. Так в обнажении № 111 у д. Голышево определен комплекс швагеринид, основу которого составляет *Globifusulina pomposa* (Sjom.). Этот интервал разреза можно сопоставить с зоной *Occidentoschwagerina ancestralis*. В следующем обнажении № 114, расположенном стратиграфически выше обнажения № 111, вместе с *Globifusulina pomposa* (Sjom.) и *Anderssonites pseudoandersoni* (Sjom.) определен многочисленный *Pseudofusulinoides kljasmicus* (Sjom.), что позволяет сопоставить его с зоной *Occidentoschwagerina konovalovae* Пермского Приуралья.

Интересный материал для сопоставления дает работа М.Х. Махлиной и Т.Н. Исаковой (1997). В частности, вид *Occidentoschwagerina insolita* (Isakova), описанный Т.Н. Исаковой как даиксина, относится к филогенетически продвинутым суб-

сферическим окцидентошвагеринам. Появление сходных форм окцидентошвагерин в разрезах Пермского Приуралья приурочено к зоне *Occidentoschwagerina konovalovae*. На этом же уровне близкие виды окцидентошвагерин (например, *Occidentoschwagerina sartauensis* (Davidov) и др.) появляются в разрезах Южного Урала (Давыдов, 1986). На Окско-Цнинском валу вид *Occidentoschwagerina insolita* (Isakova) найден в верхней части мелеховского горизонта и нижней части холодноложского. Это обстоятельство позволяет условно коррелировать зону *Occidentoschwagerina konovalovae* Пермского Приуралья с верхними слоями мелеховского горизонта, содержащими вид *Occidentoschwagerina insolita* (Isakova). Важно отметить, что мелеховский горизонт Окско-Цнинского вала содержит эндемичный и обедненный по сравнению с уральским комплекс швагеринид, что в значительной мере затрудняет прослеживание здесь зон, выделенных в разрезах Пермского Приуралья.

Сложно проследить слои, аналогичные зоне *Occidentoschwagerina ancestralis*, в разрезе Яблоневый Овраг на Самарской Луке: здесь, по-видимому, однообразные отложения представлены доломитами (слои 35б и 36а по Муравьеву и др., 1983), выше которых залегают мергели с богатой фауной швагеринид (*Praepseudofusulina orenburgensis cognata* (Ketat), *P. netkatchensis* (Ketat), *P. ustajensis* (Malk.) и др.), характерной уже для зоны *Occidentoschwagerina konovalovae* (слой 36б, там же; Муравьев, Григорьева и др., 1984; Калмыкова, Кашик, 1988).

По данным из разрезов Волгоградского Поволжья (Золотухина, Кетат, 1984) препсевдофузулины в нижней части зоны *Daixina* (*Bosbytaeuella*) *bosbytauensis*–*Globifusulina robusta* (слои с *Bosbytaeuella bosbytauensis* (Bensh)) редки, а выше по разрезу становятся очень многочисленными. Такое указание позволяет предположить, что в этом районе в дальнейшем удастся выделить аналоги зон *Occidentoschwagerina konovalovae* и *Occidentoschwagerina ancestralis*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, мелеховский горизонт гжельского яруса Пермского Приуралья на основании изучения стратиграфического распределения и тенденций исторического развития фузулиноидей может быть расчленен на две местных зоны (снизу вверх): *Occidentoschwagerina ancestralis* и *Occidentoschwagerina konovalovae*. Обе выделенных зоны уверенно прослеживаются на Южный Тиман и коррелируются с местными зонами *Daixina* (*Bosbytaeuella*) *postsokensis* и *Daixina* (*Bosbytaeuella*) *postgalloway* Южного Урала. С меньшей надежностью можно выделить аналоги установленных зон в платформенных разрезах Центральной России. Выбор окцидентошвагерин на роль видов-индек-

сов зональных подразделений мелеховского горизонта позволяет филогенетически обосновать границу карбона и перми, так как швагеринины, ут-вердившиеся в роли зональных видов-индексов для ассельского яруса, являются возможными прямыми потомками оцидентошвагерин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вилесов А.П.* Зональное расчленение холодноложского горизонта Пермского Приуралья и Западного склона Среднего Урала по фузулинидам // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы регион. конф. Пермь: Пермский ун-т, 1997а. С. 39–42.
- Вилесов А.П.* Швагеринины холодноложского горизонта ассельского яруса нижней перми Пермского Приуралья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: Пермский ун-т, 1997б. 23 с.
- Вилесов А.П.* Пограничные слои карбона и перми в разрезе “Нижняя Губаха” на Среднем Урале // Вестн. Пермского ун-та. Геология. 1997в. Вып. 4. С. 93–100.
- Вилесов А.П.* Происхождение и систематическое положение рода *Sphaeroschwagerina* Miklukho-Maclay, 1956 (Foraminifera, Schwagerinida) // Палеонтол. журн. 1998. № 5. С. 3–12.
- Вилесов А.П.* Систематическое положение “вздутых диаксин” (Foraminifera, Schwagerinida, группа *Daixina robusta* Rauser) // Палеонтол. журн. 1999. № 5. С. 15–22.
- Давыдов В.И.* Фузулиниды верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми Южного Урала // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 77–103.
- Давыдов В.И.* Расчленение и корреляция верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Донбасса и Преддонецкого прогиба по фузулинидам // Сов. геология. 1992. № 5. С. 53–61.
- Давыдов В.И., Попов А.В.* Разрезы верхнего карбона и нижней перми Южного Урала // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 29–33.
- Ехлаков Ю.А., Золотова В.П.* Разрезы пограничных отложений карбона и перми на реках Косьва и Березовая // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 12–18.
- Золотова В.П., Проворов Ю.А.* Разрез Мост // Путеводитель экскурсии по нижнепермским отложениям по рекам Косье, Сылве и Каме, Пермская область / Под ред. Софроницкого П.А. Пермь: Пермский ун-т, 1974. С. 35–49.
- Золотухина Г.П., Кетат О.Б.* Особенности развития фузулинид пограничных отложений карбона и перми юго-востока Русской платформы // Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 43–47.
- Калмыкова М.А.* К палеобиогеографии позднегжельского и раннеассельского времени территории Европейской части СССР // Вопр. микропалеонтологии. 1980. Вып. 23. С. 39–51.
- Калмыкова М.А., Кашик Д.С.* Нижняя пермь севера Русской платформы // Нижнепермские отложения. Тез. докл. совещания по нижнепермским отложениям. Пермь: Пермский ун-т, 1974. С. 45–47.
- Калмыкова М.А., Кашик Д.С.* Стратиграфия пограничных слоев карбона и перми разреза “Яблоневый Овраг” (Самарская Лука, Куйбышевская обл.) // Ежегодник Всесоюз. палеонтол. о-ва. 1988. Т. XXXI. С. 271–276.
- Коновалова М.В.* Стратиграфия и фузулиниды верхнего карбона и нижней перми Тимано-Печерской нефтегазосной провинции. М.: Недра, 1991. 201 с.
- Махлина М.Х., Исакова Т.Н.* Мелеховский горизонт – новый стратон гжельского яруса верхнего карбона (Восточно-Европейская платформа) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. № 5. С. 44–53.
- Муравьев И.С., Ермошкин Н.В., Шуликов Е.С.* Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения Самарской Луки. Казань: Казанский ун-т, 1983. 128 с.
- Муравьев И.С., Григорьева А.Д., Гизатулин З.З. и др.* Разрез Яблоневый Овраг (Самарская Лука) как гипостратотип гжельского яруса и возможный стратотип границы карбона и перми // Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 26–42.
- Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии (биостратиграфия и корреляция). М.: Наука, 1986. 152 с.
- Попов А.П., Давыдов В.И., Донакова Л.М., Коссова О.Л.* К стратиграфии гжельского яруса Южного Урала // Сов. геология. 1985. № 3. С. 57–67.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 22. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 85 с.
- Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 26. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 52–56.
- Раузер-Черноусова Д.М., Бениш Ф.Р., Вдовенко М.В. и др.* Справочник по систематике фораминифер палеозоя (эндотироиды, фузулиноиды). М.: Наука, 1996. 207 с.
- Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А.* К применению экосистемного анализа в решении стратиграфических вопросов каменноугольной системы // Вопр. микропалеонтологии. 1977. Вып. 19. С. 3–15.
- Семина С.А.* Стратиграфия и фораминиферы (фузулиниды) швагеринового горизонта Окско-Цнинского поднятия // Тр. ГИНа. 1961. Вып. 57. 80 с.
- Черных В.В.* Биохронологические шкалы и зональная стратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 3. С. 100–110.
- Щербаков О.А., Шестакова М.Ф., Щербакова М.В. и др.* Путеводитель стратиграфической экскурсии по карбону Урала. Западный склон Среднего Урала. Косвинский маршрут. Пермь: Пермский политехн. ин-т, 1972. 110 с.
- Щербакова М.В.* Пограничные слои карбона и перми в разрезе Останец на р. Косье // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. С. 18–21.
- Щербакова М.В., Щербаков О.А.* Верхнекаменноугольные отложения в окрестностях камня “Плакун” на реке Чусовой // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя–нижнего кайнозоя Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 41–93.
- Permian System: Guades to Geological Excursions in the Urals Type Localities / Edited by Chuvashov B.I., Chernykh V.V. and other. Occasional publication ESRI, New Series, № 10, University of South Carolina, Columbia, SC, USA, 1993. 303 p.

Рецензенты А.С. Алексеев, Н.В. Горева

УДК 551.583.7:551.76(267)

БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

© 2000 г. Е. В. Иванова

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117851 Москва, Нахимовский просп., 36, Россия

Поступила в редакцию 14.07.98 г., получена после доработки 17.11.99 г.

По микропалеонтологическим и другим данным, с учетом имеющихся плито-тектонических реконструкций, восстановлена климатическая зональность и элементы циркуляции поверхностных вод Индийского океана для четырех временных интервалов позднего мезозоя. Древнейшие морские отложения, относящиеся к позднему триасу, вскрыты в районе современного плато Вомбат. В неокоме началось формирование Прото-циркумантарктического течения и австралийной биогеографической провинции. В середине мела к последней добавились тетическая и переходная провинции. В позднем мелу прослеживаются тетическая (тропическая), “субтропическая”, умеренная и австралийная провинции. Постепенное усложнение биогеографической зональности, а также поверхностной циркуляции океана по мере его раскрытия в позднем мезозое в значительной мере обуславливалось глобальными климатическими изменениями.

Ключевые слова. Мезозой, биогеографические зоны, палеоциркуляция, Индийский океан, скважины глубоководного бурения.

ВВЕДЕНИЕ

Получение большого количества новых, в том числе микропалеонтологических данных в ходе глубоководного бурения в Индийском океане в 116–123 рейсах “ДЖОЙДЕС Резолюшн”, позволяет составить представление о мезозойской палеоокеанологии бассейна. Индийский океан возник в результате распада Гондваны в поздней юре (Scotese et al., 1987), однако возраст древнейшей океанической коры в пределах океана неизвестен. Спрединг между Восточной и Западной Гондваной начался в Западно-Сомалийском бассейне, вероятно, около 165 млн. лет назад, а между Австралией и Индостаном в валанжине, 133.5 млн. лет назад (Royer, Coffin, 1992; Scotese, 1991). Мезозойские отложения встречены в скважинах, пробуренных в тропических–субтропических широтах и на плато Кергелен (Крашенинников, Басов, 1985; Sigal, 1974; McGowan, 1974; Herb, 1974; Gradstein, 1992 и др.). На плато Вомбат в скв. 759–761 вскрыты наиболее древние морские карбонатные отложения, относящиеся к позднему триасу. Они содержат пыльцу, споры, известковый нанопланктон, раковины фораминифер и остракод, цисты динофлагеллят (Gradstein, 1992), что доказывает связь морского бассейна с Восточным Тетисом. Численность микрофоссилий в донных осадках увеличивается в течение мезозоя, а их географическое распространение становится более широким за счет раскрытия океанского бассейна.

Автором составлены схемы эволюции биогеографической зональности и циркуляции поверхностных вод Индийского океана в мезозое на ос-

новании анализа и интерпретации микропалеонтологических (прежде всего, списки видов и родов разных групп микрофоссилий) и палеоокеанических. Для этих целей использовались материалы из отчетов глубоководного бурения и литературных данных. Рассмотрены четыре стратиграфических интервала, соответствующие концу поздней юры, неокому, апту – турону и коньяку – маастрихту. Составленные для конца каждого из трех последних интервалов, т.е. для баррема, турона и маастрихта схемы биогеографической зональности и поверхностной циркуляции нанесены на опубликованные плито-тектонические реконструкции для временных срезов 119, 84 и 64 млн. лет назад или хронов палеомагнитной шкалы M0, C34 и C28 (Royer, Coffin, 1992).

ПОЗДНЯЯ ЮРА

Агглютинирующие и секреторные бентосные фораминиферы, а также нанопланктон и иноцерамы отмечены в 10-метровой толще верхнеюрских (титонских) отложений скв. 261 и 765 на абиссальной равнине Арго (Крашенинников, 1978; Kaminski et al., 1992). Резкое преобладание агглютинирующих фораминифер и их видовой состав указывают на спокойную среду обитания ниже критической глубины карбонатонакопления. Это подтверждается рассчитанными палеоглубинами точек скважин: 2834 м – для скв. 765 в киммеридже–титоне, 2439 м – для скв. 261 в титоне и 800 м для скв. 766 в позднем валанжине (Gradstein, 1992). Нанофлора представлена видами-космополитами, а также связанными с Тетисом *Conus*

phaera mexicana minor и *Watznaueria manivita*, однако другие тетические таксоны отсутствуют. Таким образом, комплексы довольно тепловодные, но не типично тетические. Титон-берриасские иноцерамы, найденные в виде фрагментов в скв. 765 и в виде целых раковин в скв. 766, характерны для всех циркумантарктических скважин, что говорит в пользу связи бассейна Эксмут-Арго с эпиконтинентальными морями Южной Гондваны, а не с Тетисом (Baumgartner et al., 1992).

НЕОКОМ

В начале неокома в результате спрединга между Австралией и Индией возникли небольшие океанские бассейны, окруженные сушей. Они характеризовались слабой циркуляцией и стагнантными условиями с сероводородным заражением придонных вод (по крайней мере, у Австралии), в результате чего сохранились только агглютинирующие фораминиферы (Veevers, Heitzler, 1974; Крашенинников, Басов, 1985). По мере раскрытия Индийского океана в результате спрединга между Индостаном и Антарктидой в готтериве барреме появился глубоководный пролив, который фиксируется по литологическим (Жарков и др., 1998а) и микропалеонтологическим данным. В Западно-Австралийской котловине глубоководная обстановка в барреме предполагается по результатам изучения известкового нанопланктона и динофлагеллят в скв. 263 (Крашенинников, 1978; Bukry, 1974), однако Прото Децима (Proto Decima, 1974) считает эти микрофоссилии переотложенными. Позднее бурение в 122 рейсе показало, что неокон, в том числе баррем, довольно хорошо палеонтологически охарактеризован на плато Эксмут и Вомбат. В скважинах 762–763 описаны комплексы динофлагеллят и известкового нанопланктона (Bralower, Siesser, 1992; Brenner, 1992).

Судя по крайне бедным барремским комплексам агглютинирующих фораминифер скважин 765 и 261 (Kaminski et al., 1992), через абиссальную равнину Арго осуществлялся глубоководный водообмен с Тетисом. Однако палеонтологические и тектонические данные показывают, что бассейн Арго не был в неокон частью Тетиса. В планктоне прослежена тесная связь комплексов с высокими широтами и слабое влияние Тетиса (Baumgartner et al., 1992). В частности, состав комплексов радиолярий и нанопланктона в скважинах 765–766 (смесь австралийских и тетических элементов) указывает на открытие в берриасе морского прохода между циркумантарктической областью и бассейном Арго, что выразилось в притоке вод из высоких южных широт. В позднем валанжине–готтериве типично тетические виды отсутствуют, за исключением нескольких более широко толерантных; четко прослежена

смена акме-зон (зон расцвета) нескольких высокоширотных видов. Это, по-видимому, свидетельствует о формировании в раннем неокон южной высокоширотной (австралийской) фаунистической области.

Вероятно, уже с валанжина существовало Прото-циркумантарктическое течение, хотя Антарктический полуостров еще не отделился от Южной Америки (Scotese et al., 1987; Baumgartner et al., 1992). Прото-циркумантарктическое течение могло приносить холодноводные виды радиолярий через плато Эксмут в бассейн Арго, затем в результате апвеллинга на континентальном склоне Австралии эти таксоны попадали в довольно теплые поверхностные воды и погибали. В барреме Прото-циркумантарктическое течение расширилось (рис. 1). Оно, по-видимому, снижало поверхностные температуры в бассейне Арго, сглаживая эффект изменения температуры с широтой. В то же время установилась связь с южной частью Тетиса, в результате чего в бассейне Арго и на плато Эксмут появились типичные тетические виды микрофоссилий. Климат был более ровным, несмотря на вероятно более высокоширотное положение данного района по сравнению с началом неокома. Видовой состав нанофлоры сильно изменился, что могло быть связано с установлением открыто-океанических условий на границе баррема-апта (Baumgartner et al., 1992).

В раннем мелу австралийские, антарктические и восточноиндийские макрофоссилии типично холодноводные (с австралийскими элементами), а не тетические, что, по-видимому, связано с распадом Гондваны и формированием Прото-циркумантарктического течения (Baumgartner et al., 1992; Stevens, 1980).

В западной части океана (скв. 249) микрофоссилии неокома представлены преимущественно бентосными лагенидами и остракодами (Крашенинников, Басов, 1985). Находка раннемелового (берриас–готтерив) белемнита *Duvalia cf. D. sakalava* в скв. 766 на абиссальной равнине Гасконь, вероятно, свидетельствует в пользу циркумантарктического переноса от Мадагаскара, где найдены такие же белемниты (Baumgartner et al., 1992). Сигаль (Sigal, 1974) отмечает тепловодность неокомской фораминиферовой микрофауны Мадагаскара и Мозамбикского хребта (скв. 249) и морскую трансгрессию на юго-западном побережье Африки.

Неокомская флора Антарктического полуострова и южной Австралии указывает на сильную сезонную контрастность с длинными темными зимами и отрицательными температурами. По-видимому, биогеографические изменения становятся особенно заметными южнее 40° (Baumgartner et al., 1992).

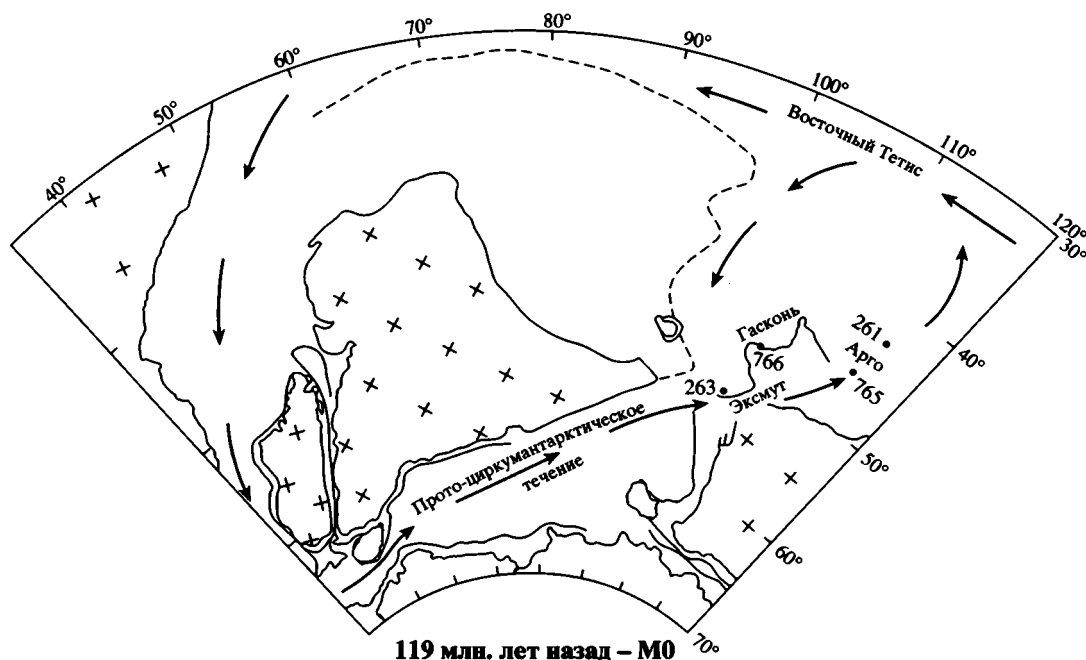


Рис. 1. Палеотечения Индийского океана и водообмен с Тетисом в раннем мелу по (Baumgartner et al., 1992). Плитотектоническая основа с палеобатиметрией для хрона M0, около 119 млн. лет назад из (Royer, Coffin, 1992). Сплошными линиями показано положение бровки шельфа и изобат 2000 м и 4000 м, штриховой линией – гипотетическая граница Большой Индии, точками – реконструированное положение скважин глубоководного бурения, стрелками – направление течений.

Таким образом, в барреме весь пока еще небольшой по площади Индийский океан, по-видимому, относился к одной высокоширотной (австральной) биогеографической области. Через него проходило Прото-циркумантиарктическое течение, а на северо-востоке, на границе с Тетисом, существовал антициклонический круговорот (рис. 1), через который осуществлялся водообмен между двумя океанами. На реконструкциях М.А. Жаркова с соавторами (1998а) Индийский океан отнесен к среднеширотному угленосно-каолиновому гумидному поясу, а большая часть Антарктиды и юг Австралии – к южному угленосному гумидному поясу.

СЕРЕДИНА МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Опубликованные глобальные реконструкции расположения климатических поясов в середине мелового периода (Чумаков и др., 1995) указывают на существование в северной части Индийского океана южного аридного пояса, а южнее – южного среднеширотного теплого гумидного. Хьюбер с соавторами (Huber et al., 1995) считают ранний турон климатическим оптимумом мелового периода, связанным с самым высоким за весь мезозой уровнем океана. Микропалеонтологические данные позволяют говорить о формировании в течение среднего мела трех биогеографических провинций (рис. 2а): тетической, переходной и ав-

стральной или тропической, субтропической и умеренной областей (Крашенинников, Басов, 1985). Эти провинции сильно различались по таксономическому составу и процентному соотношению таксонов микрофоссилий, в частности планктонных фораминифер.

Тетические комплексы фораминифер описаны на севере Австралии, на шельфе Папуа–Новой Гвинеи. Они обитали в мелководных, хорошо прогреваемых эпиконтинентальных бассейнах, под влиянием теплых течений (Крашенинников, Басов, 1985).

Плато Эксмут и Вомбат, начиная с альба, характеризуются достаточно разнообразными комплексами планктонных фораминифер 30-х широт. Отложения коньяк-верхнетуронской зоны *Falsotruncana maslakovae* имеют наибольшую мощность в скв. 762, а в скважинах 761В и 763 их мощность значительно меньше. Планктонные фораминиферы представлены зональным индексом, а также *Dicarinella imbricata*, *Whiteinella archaocretacea*, *Marginotruncana marianosi*. Представители трех последних родов характерны и для среднетуронской зоны *Helvetoglobotruncana helvetica*. Эта фауна считается в значительной мере тетической (Wonders, 1992). Альб-сеноманский нанопланктон хорошей сохранности относится к умеренной климатической зоне и содержит как австралийские, так и тетические элементы. Незна-

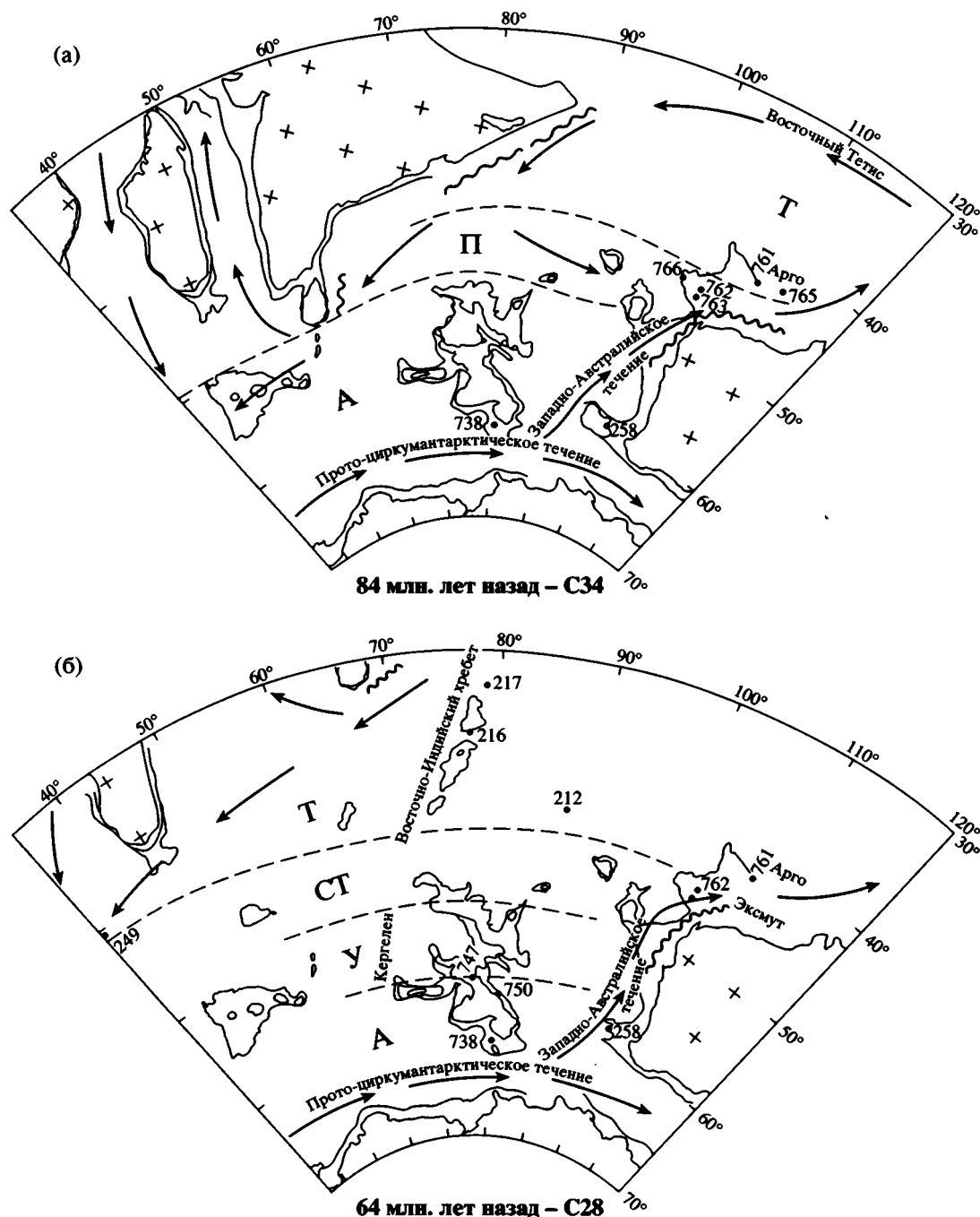


Рис. 2. Биogeографическая зональность и поверхности течения Индийского океана: а – в туроне, б – в маастрихте. Зоны: Т – тетическая (или тропическая), СТ – субтропическая, П – переходная, У – умеренная, А – австралийная. Плио-тектоническая основа с палеобатиметрией: а – для хрона С34, около 84 млн. лет назад, б – для хрона С28, около 64 млн. лет назад из (Royer, Coffin, 1992). Сплошными линиями показано положение бровки шельфа и изобат 2000 м и 4000 м, точками – реконструированное положение скважин глубоководного бурения, штриховыми линиями – границы между зонами, стрелками – направление течений, ломаными линиями – положение апвеллингов.

чительные колебания обилия тех и других в течение указанного временного интервала свидетельствуют о том, что скв. 763 находилась в довольно стабильной части умеренного круговорота. Предполагается, что различная теплопроводность

комплексов фораминифер и нанопланктона связана с различиями в глубине обитания (Bralower, Siesser, 1992). Однако более логичным представляется существование в туроне в северной части океана антициклонического круговорота, обра-

зуюемого идущим из Тетиса вдоль Индостана теплым течением, а также холодной ветвью Протоциркумантарктического течения (Западно-Австралийским течением) (рис. 2а). Тетические фораминиферы заносились на плато Эксмут водами этого круговорота, а австралийный нанопланктон приносился Западно-Австралийским течением. Антициклонический круговорот северной части океана был "вписан" в более крупный антициклонический круговорот, образованный потоком из Тетиса вдоль Африки и Протоциркумантарктическим течением.

В бассейне Арго (скв. 765–766) присутствие таких холодноводных элементов нанопланктона, как *Crucibiscutum salebrosum* и *Seribiscutum primitivum*, свидетельствует о существовании австралийной области на более высоких широтах. Однако нарастающее влияние Тетиса в течение среднего мела проявилось во всех группах микрофоссилий при постоянном присутствии высокоширотных таксонов. Бассейн Арго занимал переходное положение между австралийной и тетической областями. Апт-альбский нанопланктон представлен преимущественно видами-космополитами (Baumgartner et al., 1992).

Резкое снижение видового разнообразия комплексов планктонных фораминифер в скв. 258 (плато Натуралистов) по сравнению со скв. 766 (котловина Гасконь), расположенной примерно на 10° севернее, указывает на сильный градиент поверхностной температуры в альбе. Радиоларии позднего апта-раннего альба свидетельствуют о высокопродуктивном апвеллинге у северо-западного побережья Австралии, связанном с параллельным берегу течением и/или ветрами с суши (Baumgartner et al., 1992). Уже с сеномана к западу от Австралии существовал океанический бассейн с переносом вод с юга на север вдоль берега (Veevers, Heirtzler, 1974; Крашенинников, Басов, 1985).

В западной части океана граница между переходной и австралийной провинциями проходила южнее Африки, в районе скв. 249, по крайней мере, начиная с апта.

Австралийные комплексы планктонных фораминифер встречены на плато Кергелен, на хребте Броукен и на абиссальной равнине к западу от Австралии, в котловине Уортона, на юге Австралии, в бассейне Юкла и на юге Большого Артезианского бассейна (Quilty, 1973; Herb, 1974; McGowan, 1974; Крашенинников, 1978). Это сообщество *Globigerinelloides*–*Hedbergella*–*Heterohelix*. Крашенинников и Басов (1985) отмечают, что на Кергелене австралийная микрофауна более тепловодна, чем на плато Натуралистов, что, по-видимому связано с более высокоширотным положением последнего в среднем мелу. Однако в туронских комплексах фораминифер из скв. 258 по-

мимо *Hedbergella* довольно многочисленны тепловодные килеватые *Praeglobotruncana* (Herb, 1974). Температура поверхностной воды для этого района в альбе оценивается по изотопно-кислородным данным в 15°C (Huber et al., 1995). В верхнем сеномане–туроне Кергелена доминируют холодноводные *Hedbergella* и *Globigerinelloides*, но присутствуют также тепловодные *Schackoina*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Globotruncana* (Quilty, 1973; Крашенинников, Басов, 1985). В верхнетуронских и нижнеконьякских отложениях скв. 747 определен австралийный нанопланктон с *Thiersteinia ecclesiastic* (Watkins, 1992) и переходный (от австралийного к субтропическому) комплекс планктонных фораминифер (Quilty, 1992a).

Доминирование *Gavelinella eriksdalensis* среди бентосных фораминифер (довольно плохой сохранности) предположительно указывает на глубину, соответствующую верхней – средней батии для северной части плато Кергелен (Quilty, 1992b), а западная часть была самой мелководной (неритической). Скв. 755 на хребте Броукен в туроне находилась на глубине верхней батии (Pospichal et al., 1992). В ней найден турон-раннекампанский нанопланктон плохой сохранности (Risawati, 1991).

Приведенные данные показывают, что в середине мелового периода произошло увеличение числа широтных биогеографических зон и формирование антициклонических круговоротов разного масштаба в Индийском океане. Основным источником поступления теплых вод в тропических широтах был поток из Тихого океана через Восточный Тетис, а холодные воды поступали с Протоциркумантарктическим течением из Южной Атлантики. Указанная тенденция усложнения климатической зональности подтверждается реконструкциями по континентам (Чумаков и др., 1995; Жарков и др., 1995).

КОНЕЦ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА (МАОСТРИХТ)

Продолжавшееся в раннем мелу, по-видимому, до кампанского века, потепление (Huber et al., 1995; Sliter, 1995) сменилось похолоданием. На 60-х широтах температура поверхностных вод снизилась с 24°C в коньякском–сантонском веках до 10–13°C в конце мелового периода (Barrera, Huber, 1990; Huber et al., 1995). Особенно сильное глобальное похолодание отмечается в маастрихтском веке в связи с перестройкой поверхностной и придонной циркуляции в результате появления мелководных проливов между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом, вероятно, в позднем альбе, между Австралией и Антарктидой в кампане, а возможно, и между Западной и Восточной Антарктидой (Veevers, Heirtzler, 1974; Крашенинников, Басов, 1985; Scotese et al., 1987; Barron,

1987; Scotese, 1991; Huber, Watkins, 1992; Sliter, 1995; Жарков и др., 1998б). Изотопно-кислородные данные по планктонным фораминиферам и известковому нанопланктону скв. 217 и 212 свидетельствуют о похолодании на 3–4°C в течение маастрихта и последующем потеплении примерно на 2°C на мел-палеогеновой границе. Изотопно-углеродные данные указывают на существенное снижение продуктивности поверхностных вод в конце мела (Oberhansli, 1986; Nomura, 1992).

Верхнемаастрихтские отложения (зона *Abathomphalus mayaroensis* по планктонным фораминиферам и зона *Nephrolithus frequens* по известковому нанопланктону) развиты на Восточно-Индийском (скв. 216, 217, 758) и Мозамбикском хребтах (Крашенинников, 1978; van Eijden, Smit, 1991; Resiwati, 1991). Однако в скв. 217 тропические комплексы планктонных фораминифер, развивавшихся в открыто-океанических условиях, гораздо разнообразнее (включают почти все виды одно- и двухкилевых глоботрункан и почти все морфологические вариации гетерохелицид), чем в скв. 216, несмотря на большее влияние избирательного растворения в первой из них. Таким образом, между точками скважин отмечается биогеографический градиент разнообразия (Gartner et al., 1974; McGowan, 1974). Состав бентосных фораминифер указывает на шельфовую глубину для точки скв. 216 и на погружение в позднем маастрихте (McGowan, 1974). Тропические комплексы планктонных фораминифер описаны также на Новой Гвинее и на севере бассейна Карнарвон (на 23° ю.ш.), в то же время на западе Австралии многие тропические виды фораминифер и нанопланктона отсутствуют (Gartner et al., 1974).

Субтропическая фауна планктонных фораминифер с тропическими элементами характеризует отложения кампана–маастрихта в скв. 249 (Крашенинников, Басов, 1985) (рис. 26).

На плато Эксмут планктонные фораминиферы зоны *Abathomphalus mayaroensis* позднего маастрихта (скв. 761В и 762) представлены зональным видом, довольно холодноводными *Heterohelix* spp., *Rugoglobigerina* spp., *Globigerina arca*, *Pseudotextularia elegans*, а также *Racemiguembelina fructicosa*, *Gublerina cuvillieri*, редкими более тепловодными *Globotruncana rosetta* group и *Globotruncana* spp. Килеватые виды встречаются по всей зоне, но видовое разнообразие нарастает снизу вверх и отражает усиление тетического влияния в течение среднего–позднего маастрихта (Wonders, 1992). Известковый нанопланктон сантона–маастрихта плато Эксмут (скв. 762 и 763) сильно отличается по составу комплексов от нанопланктона расположенной в настоящее время всего на 3° севернее скв. 761, вероятно, из-за сильного терми-

ческого градиента между скважинами в позднем мелу (Bralower, Siesser, 1992).

Среди позднемаастрихтских планктонных фораминифер на хр. Броукен (скв. 752) много тепловодных видов, как правило, представленных небольшим числом экземпляров, что позволяет предполагать умеренный или холодный субтропический климат. Однако средне-позднемаастрихтский нанопланктон довольно плохой сохранности (скв. 752 и 754) по составу комплексов ближе к австралийскому и к комплексам Кергелена (van Eijden, Smit, 1991).

В верхнемеловых (сантонских) отложениях скв. 255 фораминиферы представлены относительно холодноводными *Hedbergella* и *Globigerinelloides*. Коньяк-сантонская фауна планктонных фораминифер на плато Натуралистов (скв. 258) характеризуется низким видовым разнообразием и преобладанием бескилевых холодноводных представителей родов *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Archaeoglobigerina* *Whiteinella* (Herb, 1974). Для скв. 752 на плато Броукен по бентосным фораминиферам реконструированы палеоглубины около 1000 м (средняя–нижняя батияль) (Pospichal et al., 1992). Хребет в целом поднимался в позднем мелу (Крашенинников, Басов, 1985). Несколько видов БФ вымирают на 2 м выше мел-палеогеновой границы, где отмечается резкое сокращение разнообразия планктонных фораминифер. Это свидетельствует о одновременности изменений в поверхностном слое и на дне океана (Nomura, 1992). Среди бентосных видов вымиранию подверглись прежде всего те, которые зависели от сократившейся первичной продукции, и в меньшей степени детритофаги (Arthur et al., 1987; Nomura, 1992).

Верхнеконьякские–маастрихтские отложения довольно хорошо палеонтологически охарактеризованы на плато Кергелен, особенно в скв. 750, вскрывшей наиболее полный для Южного океана разрез мощностью 177.3 м (Watkins et al., 1992). Известковый нанопланктон и фораминиферы позднего кампана – раннего маастрихта в скважинах 750 и 747 несомненно австралийские, однако в позднем маастрихте австралийский нанопланктон встречается совместно с очень разнообразными переходными комплексами планктонных фораминифер, включающими такие тепловодные элементы, как *Globotruncana*, *Gublerina*, *Racemiguembelina* (Quilty, 1992a; Warkins, 1992).

Подобное усиление тетического элемента в позднем маастрихте отмечается и в море Уэдделла (Huber, 1990). Однако, учитывая австралийский характер нанопланктона и изотопно-кислородные данные по планктонным фораминиферам, указывающие на понижение температуры до 10–13°C в конце мела (Barrera et al., 1987; Barrera, Huber, 1990; Huber et al., 1995), Хьюбер (Huber, 1990,

1991) предполагает, что присутствие “переходных” комплексов фораминифер связано не с температурой, а с каким-то другим экологическим фактором. Возможным представляется и занос тепловодных видов фораминифер из субтропических широт западной ветвью антициклонического круговорота, которая по реконструкции Левитана (1992) проходила вблизи Кергелена. Воткинс с соавторами (Watkins et al., 1992) считают, что экологическая дифференциация холодноводных австралийских и умеренных комплексов нанопланктона произошла во время перерыва в осадконакоплении на центральном Кергелене в среднем кампане. На южной окраине плато Кергелен в скв. 738 комплексы нанопланктона и планктонных фораминифер характеризуются низким видовым разнообразием. Пять видов фораминифер: *Hedbergella sliteri*, *Globigerinelloides impensus*, *Archaeoglobigerina australis*, *A. mateola*, *Rugotruncana circumnodifera* характерны или даже эндемичны для австралийской области и указывают на связь южной части Индийского океана с Южной Атлантикой (Huber, 1990, 1991; Wei, Thierstein, 1991).

Бентосные фораминиферы маастрихта свидетельствуют о средне-верхнебатиальных глубинах восточной окраины плато (скв. 750) (Quilty, 1992b; Watkins et al., 1992), северная часть плато (скв. 747) погружалась в позднем кампане – раннем маастрихте до глубины более 1000 м вблизи границы этих веков; в верхнемаастрихтских вулканокластитах фауна отсутствует. Верхнекампан-маастрихтские микрофоссилии скв. 748 (бентосные фораминиферы, динофлагелляты, красные водоросли) указывают на мелководноморские условия, с глубинами около 20 м. Судя по бентосным фораминиферам скв. 738, осадконакопление в течение маастрихта происходило глубже бровки континентального склона, на глубине более 500–600 м (Huber, 1991). В отличие от хр. Броукен на Кергелене вымирание нескольких меловых видов бентосных фораминифер в скв. 738 отмечено в верхних трех метрах верхнемаастрихтских отложений, а килеватых планктонных – в верхних двух метрах, хотя возраст этих изменений требует уточнения (Thierstein et al., 1991).

Таким образом, глобальное похолодание и дальнейшее расширение Индийского океана в маастрихте сопровождалось увеличением меридионального термического градиента, дифференциацией биогеографической зональности и усилением поверхностной циркуляции. В результате появления проходов между Южной Атлантикой и Тихим океаном, а затем между Тихим и Индийским океанами (Bagton, 1987; Scotese, 1991) в высоких широтах Прото-циркумантарктическое течение, по-видимому, заняло близкое к современному положение. В то же время продолжалось поступление теплых вод Пассатного течения из Тихого океана в Индийский между Индостаном и

Австралией, а также через Мозамбикско-Сомалийский пролив в Южную Атлантику (Жарков и др., 1998б). Продолжал существовать крупный антициклонический круговорот, охватывавший практически весь Индийский океан, с апвеллингами на западной и восточной периферии. В пределах этого круговорота, по-видимому, развивались более мелкие циркуляционные ячейки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные реконструкции показывают, что в течение мезозоя биогеографическая зональность Индийского океана значительно отличалась от современной, что соответствует существующим представлениям о теплой безледниковой биосфере (Чумаков, 1995) этого этапа геологической истории.

В поздней юре морской бассейн существовал, по-видимому, только на плато Эксмут и в соседней котловине Арго, где встречены довольно тепловодные и глубоководные микрофоссилии.

Главной особенностью неокома являлось формирование и развитие Прото-циркумантарктического течения и австралийской биогеографической области. Течение переносило высокоширотные и, возможно, западно-океанические элементы планктона в бассейн Эксмут-Арго. В конце неокома установилась связь этих бассейнов с южной частью Восточного Тетиса через антициклонический круговорот в поверхностном слое водной толщи.

В середине мела, и в частности во время климатического оптимума – туронского века, оформились три биогеографические провинции. Тетическая провинция занимала север Австралии, бассейн Папуа, переходная – бассейн Арго-Эксмут, австралийская – плато Кергелен, хребет Броукен, юг Австралии. Система поверхностной циркуляции значительно увеличившегося по площади океана, по-видимому, представляла собой антициклонический круговорот, южной ветвью которого являлось Прото-циркумантарктическое течение, а северной – теплое течение из Восточного Тетиса. В пределах этого круговорота существовали циркуляционные ячейки меньшего масштаба, в частности антициклонический круговорот на северо-восточной периферии океана.

Климатические колебания позднего мела завершились заметным похолоданием в маастрихте и, возможно, некоторым потеплением на мел/палеогеновой границе. В маастрихте наиболее тепловодные тропические (тетические) комплексы микрофоссилий развивались в северной части океана над Восточно-Индийским хребтом, в бассейне Папуа-Новая Гвинея и на севере Австралии. Субтропическая фауна, по-видимому, преобладала над Мозамбикским хребтом и в районе

плато Эксмут, умеренные комплексы – над хребтом Броукен. Более холодноводный австралийский планктон с тетическими элементами доминировал на юге океана, в районе хребта Кергелен. Прото-циркумантарктическое течение, по-видимому, замкнулось, что способствовало широтной дифференциации планктонных сообществ. Поверхностная циркуляция стала более активной. Крупномасштабный антициклонический круговорот с апвеллингами на западной и восточной периферии охватывал практически весь Индийский океан. В его пределах формировались более мелкие циркуляционные ячейки.

Таким образом, можно говорить о постепенном усложнении биогеографической (климатической) зональности и поверхностной циркуляции Индийского океана в мезозое, обусловленном прежде всего расширением бассейна и глобальными климатическими колебаниями.

Автор выражает глубокую признательность В.Г. Казьмину, И.О. Мурдмаа, А.Д. Щербинину за обсуждение результатов и рукописи. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 97-05-65698.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 15–41.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография берриас-барремского веков раннего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998а. Т. 6. № 1. С. 49–72.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография второй половины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998б. Т. 6. № 3. С. 1–15.
- Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан) // Вopr. Микрoпалеонтологий. 1978. Вып. 19. С. 124–226.
- Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с.
- Левитан М.А. Палеоокеанология Индийского океана в мелу-неогене. М.: Наука, 1992. 247 с.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 42–63.
- Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 3–14.
- Arthur M.A., Zachos J.C., Jones D.S. Primary productivity and the Cretaceous/Tertiary boundary event in the oceans // Cret. Res. 1987. V. 8. P. 43–54.
- Barrera E., Huber B.T. Evolution of Antarctic waters during the Maestrichtian: Foraminifer oxygen and carbon isotope ratios, ODP Leg 113 // Proc. ODP Sci. Res. V. 113. Wash. 1990. P. 813–823.

- Barrera E., Huber B.T., Savin S.M., Webb P.-N. Antarctic marine temperatures: Late Campanian through early Paleocene // Paleoceanography. 1987. V. 2. № 1. P. 21–47.
- Barron E.J. Global Cretaceous paleogeography – International Geologic Correlation Programme Project 191 // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1987. V. 59. P. 207–216.
- Baumgartner P.O., Bown P., Marcoux J. et al. Early Cretaceous biogeographic and oceanographic syntheses of Leg 123 (off Northwestern Australia) // Proc. ODP Sci. Res. V. 123. Wash. 1992. P. 739–758.
- Bralower T.J., Siesser W.G. Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of Sites 761, 762 and 763, Exmouth Plateau, northwest Australia // Proc. ODP Sci. Res. V. 122. Wash. 1992. P. 529–556.
- Brenner W. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Lower Cretaceous sequence at Sites 762 and 763, Exmouth Plateau, Northwest Australia // Proc. ODP Sci. Res. V. 122. Wash. 1992. P. 511–528.
- Bukry B. Coccolith stratigraphy, offshore Western Australia, Deep Sea Drilling Project, Leg 27 // Init. Rep. DSDP. V. 27. Wash. 1974. P. 623–630.
- Gartner S.Jr., Johnson D.A., McGowran B. Paleontology synthesis of deep sea drilling results from Leg 22 in the Northeastern Indian Ocean // Init. Rep. DSDP. V. 22. Wash. 1974. P. 805–814.
- Gradstein F.M. Legs 122 and 123, Northwestern Australian margin – a stratigraphic and paleogeographic summary // Proc. ODP Sci. Res. V. 123. Wash. 1992. P. 801–816.
- Herb R. Cretaceous planktonic foraminifera from the eastern Indian Ocean // Init. Rep. DSDP. V. 26. Wash. 1974. P. 745–769.
- Huber B.T. Maestrichtian planktonic foraminifer biostratigraphy of the Maud Rise (Weddell Sea, Antarctica): ODP Leg 113 Holes 689B and 690C // Proc. ODP Sci. Res. V. 113. Wash. 1990. P. 489–513.
- Huber B.T. Maestrichtian plankton foraminifer biostratigraphy and the Cretaceous / Tertiary boundary at Hole 738C, Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) // Proc. ODP Sci. Res. V. 119. Wash. 1991. P. 451–466.
- Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton C.P. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // Bull. Geol. Soc. Amer. 1995. V. 107. № 10. P. 1164–1191.
- Huber B.T., Watkins D.K. Biogeography of Campanian-Maastrichtian calcareous plankton in the region of Southern Ocean: paleogeographic and paleoclimatic implication / Kennett J.P., Warnke D.A. (eds). The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. Amer. Geophys. Union. Antarct. Res. Ser. 1992. V. 56. P. 31–60.
- Kaminski M.A., Gradstein F.M., Geroch S. Uppermost Jurassic to Lower Cretaceous deepwater benthic foraminiferal assemblages from Site 765 on the Argo abyssal plain // Proc. ODP Sci. Res. V. 123. Wash. 1992. P. 239–269.
- McGowran B. Foraminifera // Int. Rep. DSDP. V. 22. Wash. 1974. P. 609–628.
- Nomura R. Paleoceanography of upper Maestrichtian to Eocene benthic foraminiferal assemblages at Sites 752, 753 and 754, Eastern Indian Ocean // Proc. ODP Sci. Res. V. 121. Wash. 1992. P. 3–30.
- Oberhänsli H. Latest Cretaceous–Early Neogene oxygen and carbon isotopic record at DSDP sites in the Indian Ocean // Marine Micropaleontology. 1986. V. 10. P. 95–115.

- Pospichal J.J., Dehn J., Driscoll N.W. et al.* Cretaceous-Paleogene biomagnetostratigraphy of Sites 752–755, Broken Ridge: a synthesis // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 121. Wash. 1992. P. 721–741.
- Proto Decima F.* Leg 27 Calcareous nannoplankton // *Int. Rep. DSDP.* V. 27. Wash. 1974. P. 589–621.
- Quilty P.* Cenomanian–Turonian and Neogene sediments from northeast of Kerguelen Ridge, Indian Ocean // *J. Geol. Soc. Austral.* 1973. V. 20. Pt. 3. P. 361–367.
- Quilty P.* Upper Cretaceous planktonic foraminifers and biostratigraphy, Leg 120, Southern Kerguelen Plateau // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 120. Pt. 1. Wash. 1992a. P. 371–392.
- Quilty P.* Upper Cretaceous benthic foraminifers and paleoenvironments, Southern Kerguelen Plateau, Indian Ocean // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 120. Pt. 1. Wash. 1992b. P. 393–444.
- Risawati P.* Upper Cretaceous calcareous nannofossils from Broken Ridge and Ninetyeast Ridge, Indian Ocean // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 121. Wash. 1992. P. 141–170.
- Royer J.-Y., Coffin M.F.* Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen Plateau region // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 120. Pt. 2. Wash. 1992. P. 917–928.
- Scotese C.R.* Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1991. V. 87. № 1–4. P. 493–501.
- Scotese C.R., Royer J.Y., Mueller R.D. et al.* Atlas of Mesozoic and Cenozoic Plate Tectonic Reconstructions. Tech. Report 90. Austin, Texas: Univ. of Texas. Inst. for Geophysics. 1987.
- Sigal J.* Comments on Leg 25 Sites in relation to the Cretaceous and Paleogene stratigraphy in the eastern and south-eastern Africa coast and Madagascar regional setting // *Int. Rep. DSDP.* Wash. 1974. V. 25. P. 687–723.
- Sliter W.V.* Cretaceous planktonic foraminifers from Sites 865, 866 and 869: A synthesis of Cretaceous pelagic sedimentation in the Central Pelagic Ocean Basin // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 143. Wash. 1995. P. 15–30.
- Stevens G.R.* Southwest Pacific faunal palaeobiogeography in Mesozoic and Cenozoic times: a review // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1980. V. 31. P. 153–196.
- Thierstein H.R., Asaro F., Ehrmann W.U. et al.* The Cretaceous / Tertiary boundary at Site 738, southern Kerguelen Plateau // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 119. Wash. 1991. P. 849–868.
- Van Eijden A.J.M., Smit J.* Eastern Indian Ocean Cretaceous and Paleogene quantitative biostratigraphy // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 121. Wash. 1991. P. 77–124.
- Veevers J.J., Heirtzler J.R.* Tectonic and paleogeographic syntheses of Leg 27 // *Init. Rep. DSDP.* Wash. 1974. V. 27. P. 1049–1054.
- Watkins D.K.* Upper Cretaceous nannofossils from Leg 120, Kerguelen Plateau, Southern Ocean // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 120. Pt. 1. Wash. 1992. P. 343–370.
- Watkins D.K., Quilty P.G., Mohr B.A.R. et al.* Paleontology of the Cretaceous of the Central Kerguelen Plateau // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 120. Pt. 2. Wash. 1992. P. 951–960.
- Wie W., Thierstein H.R.* Upper Cretaceous and Cenozoic calcareous nannofossils of the Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) and Prydz Bay (East Antarctica) // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 119. Wash. 1991. P. 467–494.
- Wonders A.A.H.* Cretaceous Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy, Leg 122, Exmouth Plateau, Australia // *Proc. ODP Sci. Res.* V. 122. Wash. 1992. P. 587–599.

Рецензенты И.А. Басов, Н.М. Чумаков

УДК 551.763.13/31

О ГРАНИЦЕ АЛЬБА И СЕНОМАНА В ЮГО-ЗАПАДНОМ КРЫМУ

© 2000 г. Т. Н. Горбачик, Л. Ф. Копаевич, Д. П. Найдин

*Московский государственный университет, геологический факультет,
119899 Москва, Воробьевы горы, Россия*

Поступила в редакцию 19.10.98 г.

Изучены два разреза пограничных отложений альба и сеномана в районе учебно-научного центра геологического факультета МГУ в Юго-Западном Крыму (Бахчисарайский район). Описаны выделяемые здесь литостратиграфические единицы и приведено микропалеонтологическое обоснование их возраста. Высказано предположение о незначительной величине гиагуса на рубеже альба и сеномана. Кроме того, впервые показано распределение в них планктонных и некоторых бентосных фораминифер. Макро- и микропалеонтологическая характеристика альб-сеноманской границы легко сопоставима с предложенным на последнем Международном симпозиуме по границам меловых ярусов новым стратотипам альб-сеноманского рубежа (разрез Монт-Ризу, юго-восток Франции, департамент Верхние Альпы, в 150 км к северу от Марселя, Южная Франция). Кроме того, совместное нахождение в крымских разрезах фауны аммонитов и иноцерамов позволяет им служить как бы связующим звеном между областью Тетис и Европейской палеобиогеографической областью (ЕПО). Дальнейшее детальное изучение этих разрезов позволило бы рекомендовать их в качестве опорных для востока ЕПО.

Ключевые слова. Альб, сеноман, верхний мел, биостратиграфия, аммониты, иноцерамы, планктонные и бентосные фораминиферы, Европейская палеобиогеографическая область (ЕПО).

В последние годы в рамках Подкомиссии меловой стратиграфии Международной стратиграфической комиссии проводятся исследования по уточнению положения ярусных границ меловой системы. Крымские разрезы отложений этой системы представляют огромный интерес, поскольку сложены существенно карбонатными отложениями и исключительно широко распространены. Они в основном формируют Вторую гряду Крымских гор и входят в состав верхнего моноклинально залегающего комплекса. На большей части территории Крыма сеноманские отложения лежат без углового несогласия на породах верхнего альба. В конце раннего и на протяжении всего позднего мела Крым входил в состав Европейской палеобиогеографической области, что позволяет без труда использовать предлагаемые ярусные и зональные шкалы, принятые в Западной Европе. Отличительной чертой верхнеальбской–верхнемеловой толщи Крыма является то, что общие закономерности ее строения и даже ряд деталей (некоторые перерывы, аноксигенные уровни) отражают глобальные изменения климата, уровня Мирового океана и направленность седиментологического процесса. Это делает их уникальными по своей информативности. В то же время они несут в себе значительное число интересных локальных особенностей.

В Горном Крыму по палеонтологическим данным пограничные отложения альба и сеномана установлены Н.И. Каракашом (1907). Затем они были описаны Г.Ф. Вебер и ее соавторами (Вебер и др., 1911; Weber, Malychief, 1923). В последующие годы пограничные отложения альба и сеномана изучались в восточной части Бахчисарайского района на междуречье Качи и Бодрака. Было установлено (Найдин и др., 1975), что здесь между верхнеальбскими *крепкими* известняками и песчаниками и сеноманскими мергелями располагаются менее крепкие, а местами *рыхлые* зеленые песчаники, которые по редким находкам аммонитов рода *Stoliczkaia* были отнесены к терминальному альбу. Тогда же была предложена индексация составляющих пограничного интервала: al_3^2 – зона *Pervinqueria inflata*, al_3^3 – зона *Stoliczkaia dispar*, cm_1 – *Mantelliceras mantelli* (Marcinowski, Naidin, 1976). Их литологическая и палеонтологическая характеристики на основании опубликованных материалов представляются следующим образом.

al_3^2 – (Барабошкин, 1997, с. 28; Янин, 1997, с. 34; Янин, Вишневецкий, 1989, с. 115–123; Marcinowski, Naidin, 1976, с. 88, фиг. 2, 3, 5, табл. 1, 2, 4).

Толща сильно известковистых “узловатых” (участки вторичной цементации) песчаников и

обломочных¹ известняков – нижняя часть сельбухринской свиты Б.Т. Янина (Янин, 1997, с. 34), залегающая трансгрессивно с угловым несогласием на породах различного возраста. Очень крепкие породы толщи в южной части междуречья Качи и Бодрака образуют в рельефе скальные выходы. На Каче, где мощность толщи достигает 20 м, в ее основании прослеживаются галечные конгломераты. К северу на протяжении 13 км толща в долине Бодрака почти полностью выклинивается.

Весьма характерной палеонтологической особенностью пород толщи является присутствие в них мелких спирально свернутых серпул. По этому признаку Н.И. Каракаш (1907) назвал породы “серпуловыми”. По определению С.И. Пастернака, среди серпулид наиболее обычна *Rotularia damesii* (Noetling). Аммониты представлены *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *rostratum* (Sowerby), *M.(M.) perinflatum* (Spath), другими мортоницерасами, а также крупными пузотиями. Из двустворок обычны *Aucellina gryphaeoides* (Sowerby), *Amphidonte arduennis* (d'Orbigny) = *Gryphaea arduennensis* (d'Orbigny) в отечественной литературе (Malchus, 1990), *Plicatula inflata* Sowerby и др. Морские ежи встречаются редко и плохой сохранности – *Holaster laevis* de Luc.

al_3^3 – (Найдин, Алексеев, 1980, рис. 3, табл. 1; Найдин, Алексеев, 1981, рис. 1, 3; Найдин и др., 1975, рис. 1; Marcinowski, Naidin, 1976, с. 91, фиг. 3, 5, 6, табл. 1, 2, 4; Naidin, 1981, с. 35–39, фиг. 6, 7, табл. 5).

При беглом ознакомлении – это глауконитовые песчаники различных оттенков зеленого цвета, мощность которых не превышает 2 м. Если песчаники выражены относительно крепкими седиментационными разностями, их обычно соединяют с песчаниками al_2^2 (Найдин, Алексеев, 1980, рис. 2, разрез 8); если же они представлены рыхлыми разностями, то их относят к основанию сеномана (Найдин, Алексеев, 1980, рис. 2, разрезы 9, 10). При более внимательном изучении “зеленых песчаников” устанавливается присутствие в составе их терригенных компонентов: зерен кварца, реже кварцита, ортоклаза, магнетита, граната, а также меняющееся по вертикали и латерали содержание пирокластики – остроугольных обломков плагиоклазов и амфиболов при карбонатно-глинистом цементе; для песчаников характерны местами обильные гравийные зерна кварца, много

реже встречается мелкая галечка дымчатого кварца; намечается слоистость. При внимательном изучении “зеленых песчаников” устанавливается присутствие в составе их терригенных компонентов: зерен кварца, реже кварцита, ортоклаза, магнетита, граната, а также меняющееся по вертикали и латерали содержание пирокластики – остроугольных обломков плагиоклазов и амфиболов при карбонатно-глинистом цементе; для песчаников характерны местами обильные гравийные зерна кварца, много реже встречается мелкая галечка дымчатого кварца; намечается слоистость.

Контакт с al_2^2 – резкий, отчетливый, как бы с признаками размыва кровли al_2^2 (рис. 2; Найдин, Алексеев, 1980, рис. 2, 3; Найдин, Алексеев, 1981, рис. 3). С сеноманом контакт менее отчетливый вследствие того, что основание пачки I в ряде обнажений представлено глауконитовыми песчаниками, по внешним признакам очень сходными с песчаниками al_3^3 . Поэтому ранее они относились к al_3^3 (Найдин, Алексеев, 1981, рис. 3). Песчаники al_3^3 более тесно связаны с cm_1 , чем с al_2^2 , без прерыва сменяясь пачкой I, либо отделяясь от нее малозаметными перерывами (Матреницкий, 1968). На междуречье Качи и Бодрака “зеленые песчаники al_3^3 ” наиболее полно развиты в районе г. Кременной, а в ряде обнажений у с. Прохладного и к югу от г. Сельбухры они отсутствуют.

Аммониты представлены очень редкими ядрами плохой сохранности: *Stoliczkaia notha* (Seeley), *Mariella cf. lewesiensis* (Spath), *Lechites cf. gaudini* (Pictet et Campiche). Характерны спорадически встречающиеся мелкие ростры неогиболитов неполной сохранности; по-видимому, в этих отложениях в обнажении 9 на г. Кременной (см. Найдин, Алексеев, 1980, рис. 2) найдены ростры *Parahibolites tourtiaie* (Weigner).

Остатки *Inoceramus anglicus* Woods немногочисленны. Более часты ядра и створки *Aucellina gryphaeoides* (Sowerby), *Gryphaeostrea canaliculata* (Sowerby) и других пелеципод. Встречаются брахиоподы и серпулиды – *Glomerula gordialis* (Schlotheim).

cm_1 – пачка I (Найдин, Алексеев, 1980, рис. 3, табл. 1; Найдин, Алексеев, 1981, с. 8, рис. 1; Найдин и др., 1975, рис. 1; Naidin, 1981, с. 39–46, фиг. 7, табл. 5).

Мергели различных оттенков серого цвета, трещиноватые, плитчатые, внизу глауконитовые, сильно песчаные. Очень редкие ядра и отпечатки *Puzosia planulata* (Sowerby) и *Mantelliceras sp. ind.* появляются уже в основании пачки мергелей. Характерны ростры *Neohibolites menjailenkoi* Gustomesov² – “первый белемнитовый уро-

¹ В составе обломков – кварц, полевые шпаты, кварцит, эффузивные породы; весьма обычны остатки известковых скелетов различных организмов: багряных водорослей (среди которых К.Б. Кордэ определила *Archaeolithothamnium rude* Lemoine), серпулид, иглокожих, мшанок, брахиопод, двустворок; крайне редки – раковины многокамерных планктонных фораминифер. Размер обломков иглокожих и водорослей – до 0.5–1.5 мм, остальных органических остатков – 0.05–0.3 мм. Обломки пород и минералов либо слабо окатанные, либо неокатанные, угловатые. Присутствует глауконит различного генезиса. Цемент – кальцитовый.

² Этот вид обособлен от *Neohibolites ultimus* (d'Orbigny) (Найдин и др., 1975). Кроме Крыма вид отмечен в нижней части сеномана Северной Болгарии (Йолкичев и др., 1988).

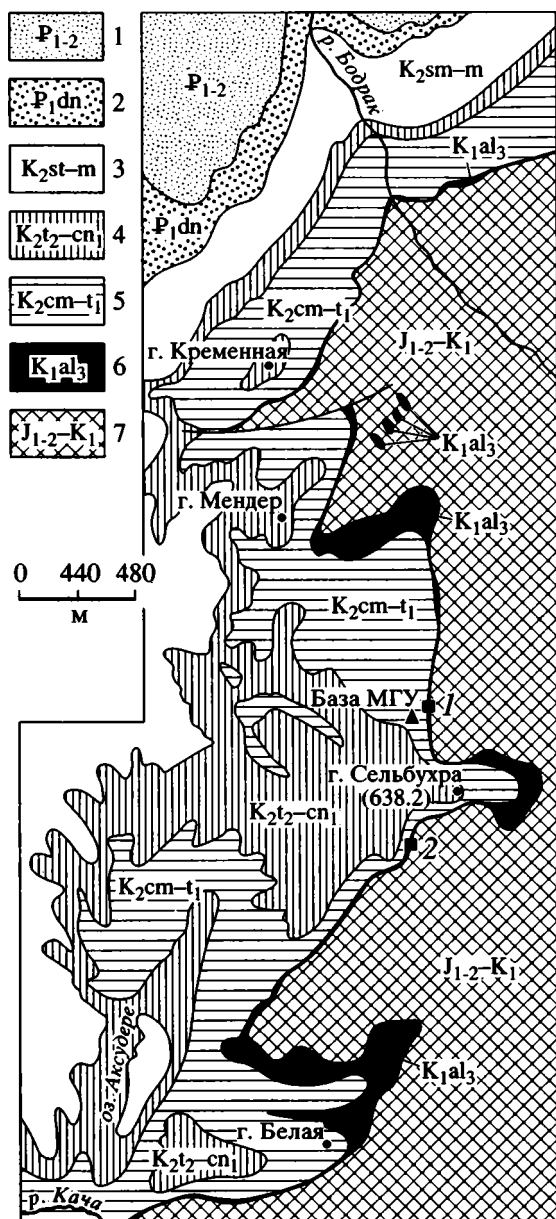


Рис. 1. Схематическая геологическая карта участка междуречья рек Качи и Бодрака.

1 – P_{1-2} – палеоцен(тенет) – эоцен; 2 – P_{1dn} – даний; 3 – K_{2st-m} – сантон–кампан–маастрихт; 4 – $K_{2t_2-cn_1}$ – верхний турон–нижний коньяк; 5 – K_{2cm-t_1} – сеноман–нижний турон; 6 – K_1al_3 – верхний альб (al_2^{2-3}); 7 – J_{1-2} – K_1 – доверхнеальбские породы, включая al_3^1 . Изученные разрезы: 1 – база МГУ; 2 – овраг Кояс-Джилга.

вень” (Найдин и др., 1975, рис. 1), образующие местами массовые скопления (Алексеев, Найдин, 1970). Остатки *Inoceramus crippsi crippsi* Mantell фиксируются с основания пачки мергелей; выше к ним присоединяются *I. crippsi hoppenstedtensis* Troger и *I. virgatus* Schluter (Найдин и др., 1975). Распрост-

ранение альбских и сеноманских отложений в Юго-Западном Крыму показано на рис. 1.

О РАЗРЕЗЕ МОНТ-РИЗУ, ПРЕДЛАГАЕМОМ В КАЧЕСТВЕ СТРАТОТИПА ГРАНИЦЫ АЛЬБ/СЕНОМАН

Международно признаваемые так называемые “стандартные шкалы” и, естественно, ярусные границы интервала между двумя отделами меловой системы основываются на аммонитах. “Аммонитовому стандарту” интервала альб/сеноман посвящены многочисленные статьи С. W. Wright, W. J. Kennedy, J. M. Hancock, F. Amedro, F. Robaszynski и ряда других современных западноевропейских авторов. На прошедших двух международных симпозиумах по границам ярусов меловой системы представители других макрофоссилий даже не обсуждались (Birkelund et al., 1984; Troger, Kennedy et al., 1996; Rawson, Dhondt et al., eds, 1996).

Таким образом, явное предпочтение отдано формам в палеобиогеографическом аспекте заведомо преимущественно южной, тетической ориентации. Следовательно, в меловой стратиграфии основные направления корреляции подчинены векторам Тетис $\Rightarrow$ севернее расположенные обширнейшие области распространения меловых отложений. Однако тетические аммониты не могут обеспечить непосредственную корреляцию на всем этом огромном пространстве. Между тем давно известна высокая корреляционная ценность другой группы меловых (и в частности, альб-сеноманских) макроископаемых – иноцерамид (Somay, 1981; Tröger, 1981, 1996; Kaplan et al., 1984 и др.).

Большое достоинство предложенного на 2-м Международном симпозиуме по ярусным границам меловой системы кандидата в стратотипы границы альб-сеноман разреза Монт-Ризу (юго-восток Франции, департамент Верхние Альпы, в 150 км к северу от Марселя) состоит в том, что он, помимо аммонитов, охарактеризован также иноцерамидами (Gale et al., 1996). Из разреза Монт-Ризу указываются *Inoceramus anglicus* Woods и *I. crippsi* Mantell, т.е. те же виды, которые характерны для Крымского разреза. Поражает то, что эти же и стратиграфически близкие им виды описаны из совсем других палеобиогеографических регионов на удалении многих тысяч километров от французского и крымского разрезов. Так, из Гренландии описаны как *I. anglicus* Woods, *I. ex gr. concentricus* Parkinson, так и *I. crippsi* Mantell (Maync, 1952; Donovan, 1957). В схеме биостратиграфического расчленения меловых отложений Востока России по иноцерамидам (Зонова, 1992, табл. 8) граница между альбским и сеноманским ярусами проводится между зоной *Inoceramus anglicus* и зоной *Inoceramus aff. crippsi*!

Разрез Монт-Ризу, судя по опубликованной информации, основан на тщательно проработанных данных вертикального распространения аммонитов, иноцерамов, планктонных фораминифер и наннофоссилий. По нашему мнению, разрез может быть принят в качестве *global reference section*, т.е. стратотипа границы альб/сеноман. И прежде всего потому, что авторы разреза явно не склонны слишком преувеличивать корреляционные возможности “аммонитового стандарта”.

Вместе с тем позволим себе не согласиться с предложением авторов разреза проводить основание сеномана только по одному биостратиграфическому реперу – первому появлению *Rotalipora globotruncanoides* (Brotzen). Обоснованию нашего возражения посвящен следующий раздел статьи.

К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ГРАНИЦУ АЛЬБ/СЕНОМАН ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Положение границы между альбом и сеноманом, базирующееся на распространении аммонитов, параллельно исследовались многими микропалеонтологами, установившими особенности распространения на этом уровне фораминифер. Для отложений мела тепловодного пояса наибольшее значение имеют планктонные фораминиферы, которые легли в основу разработки схем зонального расчленения.

В одной из первых схем расчленения меловых отложений по фораминиферам, предложенной Г. Болли (Bolli, 1966) и основанной в значительной степени на изучении меловых отложений о. Тринидад (Bolli, 1959), граница альб/сеноман соответствует границе зон *Rotalipora ticinensis* *ticinensis* и *R. appenninica* *appenninica*.

Исследуя нижнемеловые отложения Воконтской впадины (Юго-Восток Франции), М. Мулляд (Moullade, 1966) в качестве верхней зоны альба рассматривает зону *Rotalipora appenninica* – *Schackoina bicornis*, отвечающую аммонитовой зоне *Stoliczkaia dispar*. Позже этот же автор (Moullade, 1974) в схеме зонального расчленения меловых отложений Средиземноморья в качестве верхнего подъяруса альба рассматривает враконский подъярус с двумя фораминиферовыми зонами – *Planomalina buxtorfi* и *Schackoina molinensis*, а границу между альбом и сеноманом устанавливает в основании зоны *Rotalipora brotzeni*.

Ж. Сигаль (Sigal, 1977) в разработанной им схеме для Средиземноморья также выделяет враконский подъярус, но в объеме одной фораминиферовой зоны *Rotalipora appenninica* – *Planomalina buxtorfi*, а в нижнем сеномане устанавливает зону *Rotalipora globotruncanoides* – *R. brotzeni*, соответ-

ствующую аммонитовой зоне *Mantelliceras mantelli*.

Два последних зональных вида *Rotalipora globotruncanoides* и *R. brotzeni* описаны Ж. Сигалем в 1948 г. (Sigal, 1948). Первоначально автор отнес их к разным родам – первый к роду *Rotalipora*, а второй описал в качестве типового вида выделенного им нового рода *Thalmaninella*. Основные отличия между этими видами, по мнению Ж. Сигала, заключаются в следующем: 1) число камер у *globotruncanoides* 5–7, а у *brotzeni* 7–9, 2) раковины у *globotruncanoides* более крупные и менее выпуклые; кроме того дополнительные шовные устья у *brotzeni* расположены ближе к умбиликусу и камеры на умбиликальной стороне так плотно прилегают друг к другу, что септальные швы не являются углубленными. Все это позволило Ж. Сигалю установить новый род *Thalmaninella*. Однако и родовые и видовые признаки у перечисленных таксонов расплывчаты. В связи с этим сам Ж. Сигаль в дальнейшем включает типовой вид рода *Thalmaninella* – *T. brotzeni* в состав рода *Rotalipora* (Sigal, 1977). Отношение к роду *Thalmaninella* не однозначное: одни авторы считают его самостоятельным таксоном, другие рассматривают его в качестве подрода у рода *Rotalipora*, а третьи признают только род *Rotalipora*. Мы придерживаемся последней точки зрения.

В Крыму, как и на Кавказе, трудно найти разрез в котором отложения альба и сеномана составляли бы литологически монотонную толщу и были равномерно охарактеризованы комплексами планктонных фораминифер. В тех разрезах, где перерыв минимальный, в Крыму устанавливается практически та же последовательность смены видов планктонных фораминифер, что и в Средиземноморье, а граница альба и сеномана обычно проводилась между зонами *Rotalipora ticinensis* и *R. appenninica* (Горбачик, Кречмар, 1969; Маслакова, 1978; Горбачик, 1986). При этом находки *Rotalipora ticinensis* в Крыму достаточно редки, а *R. appenninica* обильны. Другие исследователи стратиграфии меловых отложений Крыма и распределения в них фораминифер сообщают о присутствии в верхней части альбских отложений северной полосы Северо-Западного Крыма (материалы скважин) комплекса фораминифер с *Rotalipora* aff. *appenninica* (Renz) и *Thalmaninella brotzeni* Sigal (Бораец, Бойчук и др., 1980). Позже Л.Ф. Плотникова (1982), учитывая материал из скважин Равнинного и обнажений юго-западной части Горного Крыма, дает свое расчленение верхнего альба по планктонным фораминиферам. Ею установлены следующие слои или лоны по фораминиферам (снизу вверх): 1 – слой с *Ticinella* (?) aff. *breggiensis*, 2 – с *Globigerinelloides ultramicrus*, 3 – с *Praeglobotruncana delrioensis*, 4 – с *Rotalipora ticiensis* и *R. appenninica*. При этом слои 3 и 4 сопоставляются со слоями со *Stoliczkaia*.

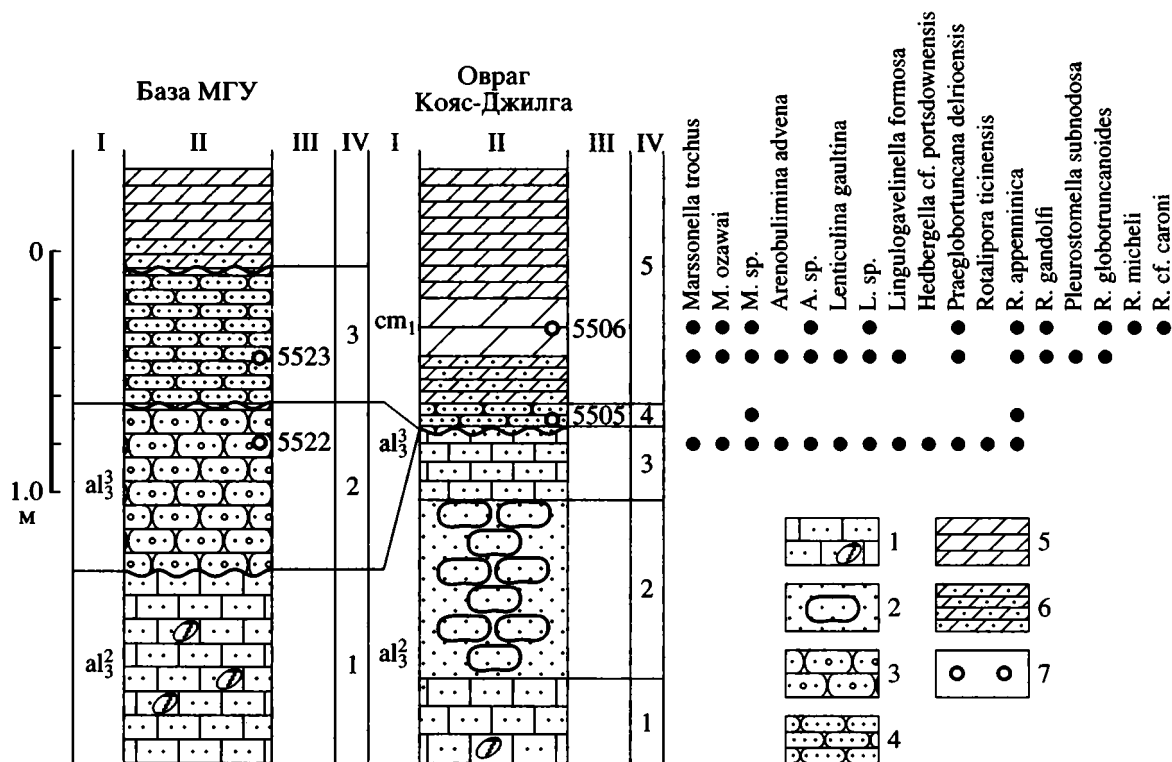


Рис. 2. Распределение фораминифер в пограничных отложениях альба и сеномана у базы МГУ и в овраге Кояс-Джилга. I – индексы, II – колонки, III – номера проб, IV – номера слоев.

1 – светло-серые, местами с желтоватым или зеленоватым оттенком, очень крепкие (“кристаллические”) “узловатые” обломочные песчаные известняки с зернами глауконита; 2 – зеленые глауконитовые песчаники с гравийными зернами кварца и темных туфогенных минералов. Видимо, представляют собой линзовидный прослой в светло-серых известняках; 3 – желтовато-зеленые с ржавыми пятнами глауконитовые песчаники с зернами черных (туфогенных) минералов; много гравийных зерен кварца в “зеленой рубашке”, редко плохоокатанная мелкая (до 8 мм) галька дымчатого кварца; 4 – светло-желтовато-зеленые (на выветрелых поверхностях – с желтовато-бурыми пятнами) тонкозернистые “пылеватые” (марки) глауконитовые песчаники с редким гравием кварца: в их кровле намечаются неясно выраженные норы талассиноидов(?); 5 – серые и светло-серые трещиноватые мергели; выкальваются крупными неправильными плитами; в основании мергели сильно песчаные глауконитовые; 6 – мергели сильно песчаные глауконитовые; 7 – места взятия проб. Разрез обнажения у базы МГУ был изображен в работах Д.П. Найдина и А.С. Алексеева (1980, рис. 2, разрез 6; 1981, рис. 3); R. Marciniowski, D.P. Naidin (1976, рис. 3). Обнажение в овраге Кояс-Джилга расположено близ разреза, представленного в статье Д.П. Найдина и А.С. Алексеева (1980, рис. 2, разрез 3).

“Граница между альбом и сеноманом устанавливается по исчезновению в комплексе альбских элементов, главным образом некоторых альбских нодозариид и по появлению вида *Rotalipora brotzeni* (Sigal)” (Плотникова, 1982, с. 137). К сожалению, в двух последних публикациях отсутствуют описания и изображения видов и при неоднозначном понимании некоторых из них трудно получить объективную картину.

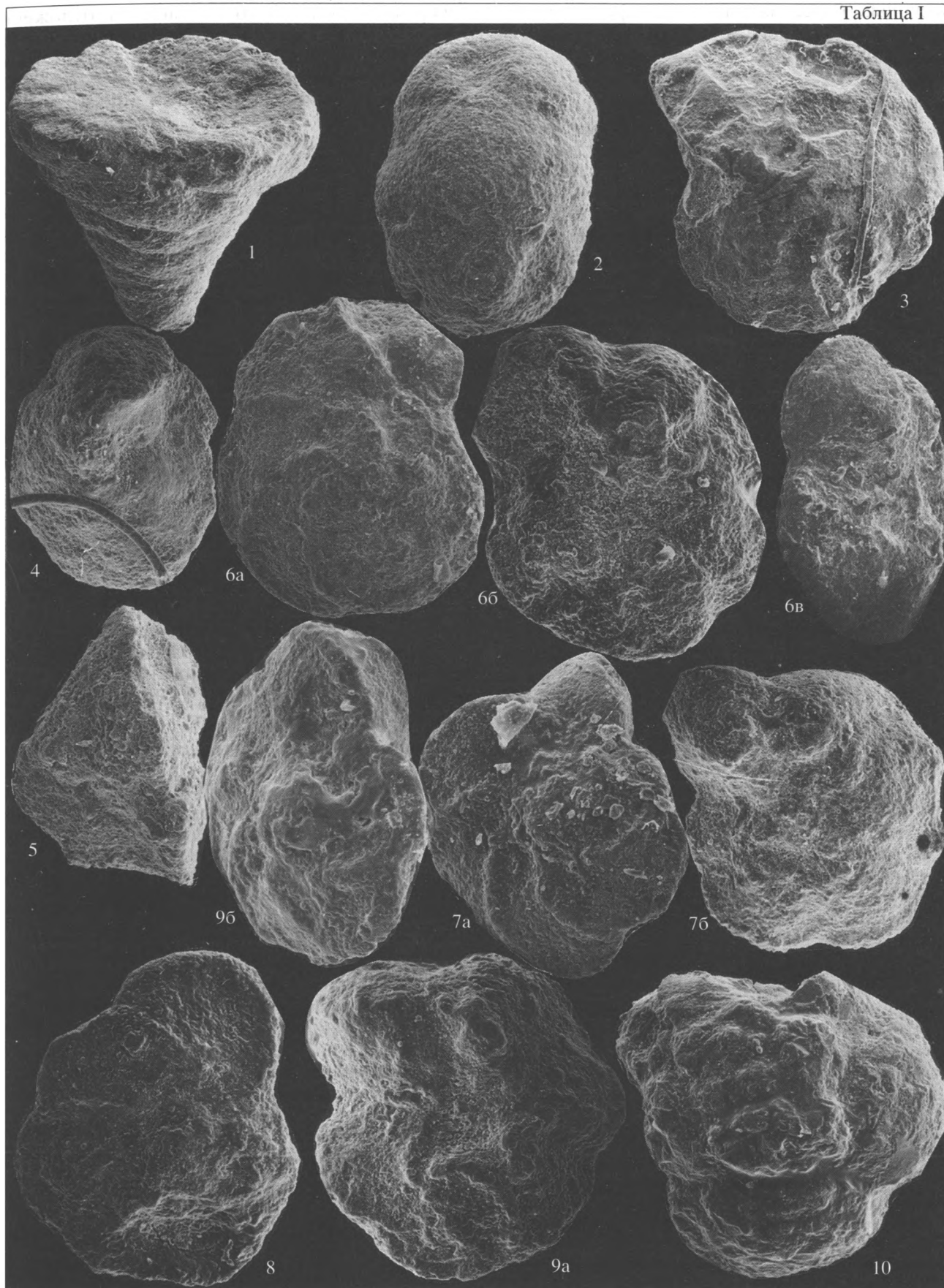
СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР В ОБНАЖЕНИЯХ У БАЗЫ МГУ И В ОВРАГЕ КОЯС-ДЖИЛГА

В связи с обсуждением вопроса о границе альб/сеноман Д.П. Найдиным были собраны образцы пород из отложений этого интервала в обнажениях Юго-Западного Крыма в районе с. Про-

хладное. Одно обнажение расположено в овраге Кояс-Джилга, другое близ базы Московского университета (рис. 2). Были отобраны 7 образцов из песчаников альба и песчаников и мергелей сеномана. Три из них содержали лишь неопределимые обломки раковин агглютинирующих фораминифер, остальные – значительное число раковин планктонных и в меньшей степени бентосных фораминифер. Эти образцы и дали возможность установить систематический состав фауны, сопоставить разрезы обнажений и сделать некоторые выводы о возрасте вмещающих пород.

Пески и песчаники содержат от единичных (слой 4, Кояс-Джилга) до нескольких десятков (слой 2, база МГУ) раковин фораминифер. В вышележащих песчаниках (база МГУ, слой 3) встречены десятки раковин бентосных фораминифер и сотни планктонных (самый продуктивный слой).

Таблица I



Несколько более малочисленная фауна, но того же состава встречена в мергелях слоя 5, Кояс-Джилга (рис. 2).

Бентос включает как агглютинированные формы, так и секретионные с известковой раковиной. К первой группе относятся представители родов *Marssonella* и *Arenobulimina*. Их раковины единичны в мергелях, но число их достигает несколько десятков (*Marssonella*) в песчаниках и особенно в песчаных мергелях. Секретионный бентос представлен немногочисленными (от 1 до 15–20) раковинами родов *Lenticulina*, *Lingulogavelinella*, *Pleurostomella*. Раковины планктонных фораминифер составляют основную массу комплекса во всех образцах. Находки безкилевых форм единичны, это раковины рода *Hedbergella* плохой сохранности. Среди килеватых форм преобладают представители рода *Rotalipora* (иногда соти раковин) и менее обильные *Praeglobotruncana*. Всего до вида удалось определить 6 бентосных и 8 планктонных форм.

Сохранность раковин различна. Наилучшую сохранность имеют агглютинированные раковины. Раковины планктонных фораминифер иногда деформированы, у некоторых экземпляров станка частично растворена, почти у всех умбиликальных область и устья забиты породой. Раковины идеальной сохранности отсутствуют, однако у многих прекрасно видна пористость стенки, хорошо наблюдаемая не только в электронном, но и в световом микроскопе (табл. III, фиг. 7). На этих же раковинах при большом увеличении можно видеть и кристаллические элементы разного порядка, слегающие стенку (табл. III, фиг. 7а, 7б).

В обнажении близ базы МГУ довольно разнообразный комплекс фораминифер присутствует в песчаниках слоя 2 (рис. 2). Это агглютинированный бентос – *Arenobulimina advena* (Cushman), *A. sp.*, *Marssonella trochus* (Orbigny), *M. ozawai* Chapman; секретионный бентос – *Lenticulina gaultina* (Berthelin), *L. sp.*, *Lingulogavelinella jarzevae* (Vassilenko), планктон – *Hedbergella cf. portdownensis* (Williams-Mitchell), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. ticinensis* (Gandolfi). Перечисленные виды бентосных фораминифер известны как из верхнеальбских, так и из сеноманских отложений различных регионов Тетического и Бореального поясов. Так, вид *Lingulogavelinella formosa* (Brotzen) (табл. I, фиг. 4, 5)

впервые описан Ф. Бротценом из отложений формации “Хольвикен”, отвечающей верхней части альба и сеноману (Brotzen, 1945). В.П. Василенко (1954) впервые описала его в составе рода *Cibicides* из сеномана Молдавии и по ее данным (В.П. Василенко, 1954) этот вид распространен также и в сеномане Донбасса, Воронежского поднятия и Мангышлака. Л.Ф. Плотнокова (Каптаренко-Черноусова и др., 1979) указывает на распространение его в нижнем сеномане Прибалтики и альбе и сеномане Польши. В работе М. Харта и др. (Hart et al., 1990) этот вид приведен в качестве характерного вида верхнего альба (зона *Stoliczkaia dispar*) и нижнего сеномана (зона *Mantelliceras mantelli*) Юго-Восточной Англии.

Вид *Marssonella trochus* (Orbigny) (табл. I, фиг. 1) имеет широкое географическое и стратиграфическое (выходящее за пределы альба и сеномана) распространение и также известен из пограничных отложений альба-сеномана Юго-Восточной Англии (Hart et al., 1990), как и встреченная в нашем материале *Marssonella ozawai* Cushman. Вид *Arenobulimina advena* Cushman (табл. I, фиг. 2) по данным К. Фрига (Frieg, 1979) появляется в отложениях зоны *S. dispar* верхнего альба и продолжает существовать до кампана, а *Lenticulina gaultina* (Berthelin) (табл. I, фиг. 3) широко распространена в отложениях альба различных регионов. Таким образом, комплекс бентосных фораминифер слоя 2 позволяет говорить о позднеальбском–раннесеноманском возрасте вмещающих отложений.

Планктон, встреченный в отложениях этого слоя, представлен главным образом килеватыми формами. Из безкилевых присутствуют единичные раковины *Hedbergella cf. portdownensis* (Williams-Mitchell) (табл. I, фиг. 10) – вида известного из верхнего альба и сеномана Крыма (Горбачик, 1986), сеномана Европы, Северной Африки и США (Маслакова, 1978). Среди килеватых форм преобладают сравнительно мелкие по сравнению с другими раковинами *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), характеризующиеся узким умбиликальным отверстием и отсутствием дополнительных устьев и имеющих субглобальное распространение в отложениях верхнего альба и сеномана. Более малочисленны раковины *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi) (табл. I, фиг. 6, 7), которые характеризуются относительно крупными размерами, широким умбиликусом и внутриумбиликальным

Таблица I. Некоторые виды фораминифер из отложений верхнего альба.

1 – *Marssonella trochus* (Orbigny). Экземпляр № 282-1; ×60; 2 – *Arenobulimina advena* (Cushman). Экз. № 282-2; ×60; 3 – *Lenticulina gaultina* (Berthelin). Экз. № 282-3; ×60; 4, 5 – *Lingulogavelinella jarzevae* (Vassilenko): 4 – экз. № 282-4; пупочная сторона; ×90, 5 – экз. № 282-5; периферический край; ×90, 6, 7 – *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi): 6 – экз. № 282-6, а – спиральная сторона, б – пупочная сторона; ×120; 7 – экз. № 282-7, а – спиральная сторона, б – пупочная сторона; ×120; 8, 9 – *Rotalipora appenninica* (Renz): 8 – экз. № 282-8; спиральная сторона, 9 – экз. № 282-9, а – пупочная сторона, б – периферический край; ×120; 10 – *Hedbergella cf. portdownensis* (Williams-Mitchell). Экз. № 282-10; спиральная сторона; ×120. Все экземпляры таблицы I происходят из слоя 2 (обр. 5522) обнажения “База МГУ”, верхний альб.

Таблица II

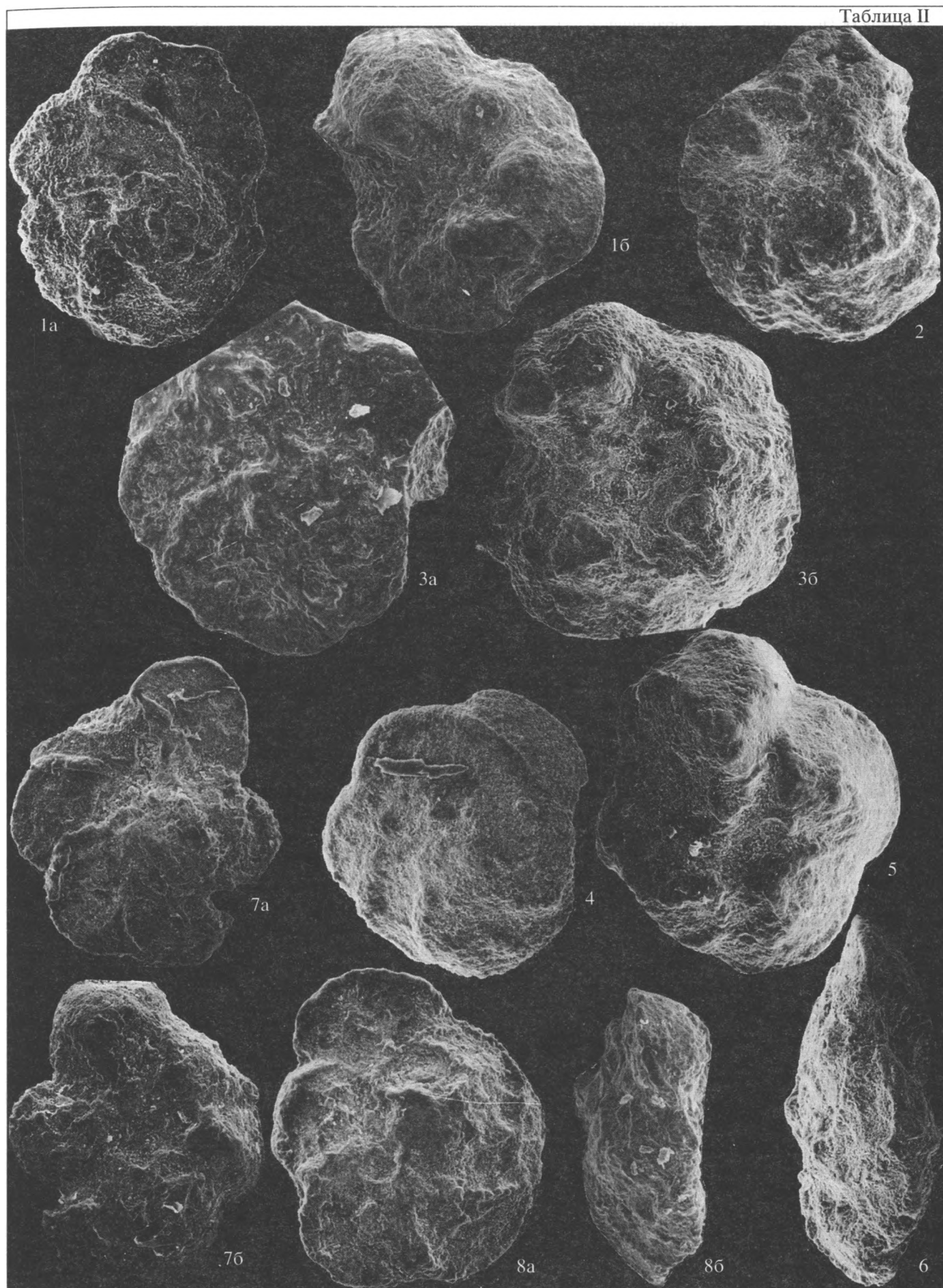


Таблица II. Некоторые виды фораминифер из пограничных отложений альба и сеномана в Юго-Западном Крыму.

1 – форма промежуточная между *Rotalipora appenninica* (Renz) и *R. gandolfii* Luterbacher et Premoli Silva. Экз. № 282-11, а – спинная сторона, б – пупочная сторона; $\times 100$; 2 – *Rotalipora gandolfii* Luterbacher et Premoli Silva. Экз. № 282-12; спиральная сторона; $\times 100$; 3 – *Rotalipora globotruncanoides* Sigal. Экз. № 282-13, а – спиральная сторона, б – пупочная сторона; $\times 90$; 4, 5, 6 – *Rotalipora appenninica* (Renz): 4 – экз. № 282-14; спиральная сторона, 5 – экз. № 282-15; пупочная сторона; $\times 100$, 6 – экз. № 282-16; периферический край; $\times 100$. Экз. № 282-14, 15, 16 происходят из обнажения в овраге Кояс-Джилга, слой 4 (обр. 5505); верхний альб, зона *Rotalipora appenninica*; 7, 8 – *Rotalipora gandolfii* Luterbacher et Premoli Silva: 7 – экз. № 282-17; а – спиральная сторона, б – пупочная сторона; $\times 90$, 8 – экз. № 282-18, а – спиральная сторона, б – периферический край; $\times 90$. Экз. № 282-17, 18 происходят из слоя 5 (обр. 5506) обнажения в овраге Кояс-Джилга, нижний сеноман.

положением дополнительных устьев. Этот вид является видом-индексом одноименной зоны верхнего альба в схеме Ф. Робашинского и М. Карон (Robaszynski, Caron, 1995). Единичны в этом слое и находки раковин *Rotalipora appenninica* (Renz) (табл. I, фиг. 8, 9) вида-индекса последней зоны верхнего альба. Вид этот во многих регионах Тетического пояса, появляясь в самой верхней части альба, продолжает существовать до конца нижнего сеномана и даже основания среднего. Одновременное присутствие этих видов, по мнению Ф. Робашинского и М. Карон (Robaszynski, Caron, 1979), характерно для зоны *Rotalipora appenninica* – верхней зоны верхнего альба. В уже упомянутой работе 1995 г. названные авторы понимают ту зону в объеме вракона. Рассматривая крымский разрез можно сделать два предположения. Или слой 2 следует относить к отложениям зоны *Rotalipora appenninica*, или он является конденсированным горизонтом, содержащим как раковины фораминифер зоны *Rotalipora tinenesis*, так и зоны *Rotalipora appenninica*. Более вероятно первое.

Слой 3 этого же обнажения содержит более многочисленную и несколько более разнообразную фауну. Здесь продолжают встречаться все виды бентосных фораминифер, перечисленные выше. Кроме указанных видов обнаружена единственная раковина *Pleurostomella subnodosa* Reuss. Этот вид широко распространен в отложениях альба и сеномана (Атлас нижнемеловой фауны..., 1960). Чрезвычайно обильны в этом слое раковины килеватых планктонных фораминифер, которые исчисляются сотнями. Как и в слое 2 здесь встречены раковины *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), многочисленные *Rotalipora appenninica* (Renz) и близкие к ней формы (табл. II, фиг. 1), единичные *R. gandolfii* Luterbacher et Premoli Silva с хорошо развитыми шовными устьями (табл. II, фиг. 2) и *R. globotruncanoides* Sigal (табл. II,

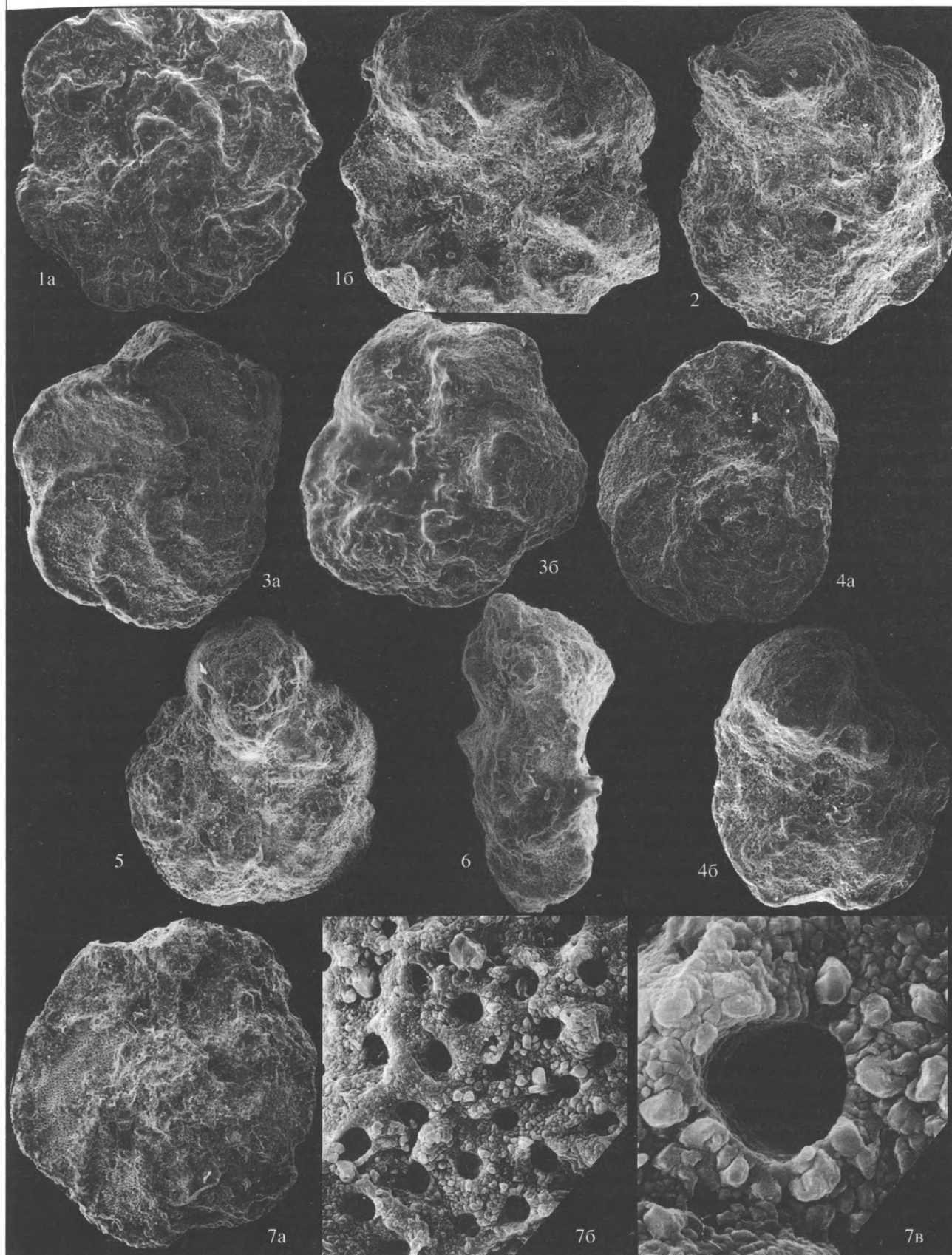
фиг. 3). Присутствие всех последних видов позволяет датировать отложения слоя 3 как нижний сеноман и отнести их к зоне *Rotalipora brotzeni* схемы Ф. Робашинского и М. Карон 1979 г. или к зоне *Rotalipora globotruncanoides* в схеме тех же авторов 1995 г. Можно предполагать, что это самая нижняя часть нижнего сеномана, так как раковины с хорошо развитыми шовными устьями здесь редки.

В обнажении оврага Кояс-Джилга раковины фораминифер обнаружены только в отложениях слоев 4 и 5. В песчаниках слоя 4 встречены две раковины *Rotalipora appenninica* (Renz) (табл. II, фиг. 4–6), что позволяет предположить позднеальбский возраст вмещающих пород – зона *Rotalipora appenninica*. Мергели слоя 5 содержат многочисленные раковины бентосных фораминифер – *Marssonella trochus* (Orbigny), *Lenticulina* sp., *Arenobulimina* sp. и более 100 раковин килеватых планктонных форм. Это *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), многочисленные *Rotalipora appenninica* (Renz), менее многочисленные *R. gandolfii* Luterbacher et Premoli Silva (табл. II, фиг. 7, 8; табл. III, фиг. 3), единичные *R. globotruncanoides* Sigal (табл. III, фиг. 1, 2), *R. micheli* (Sacal et Debourle) (табл. III, фиг. 4, 5, 6), *R. cf. caroni* Ion (табл. III, фиг. 7). Два последних вида известны из нижнего сеномана Средиземноморья (Robaszynski, Caron, 1979; Robaszynski, Amedro et al., 1993). Их присутствие, а также находки вида-индекса *Rotalipora globotruncanoides* и вида *R. gandolfii* позволяет отнести отложения слоя 5 к зоне *R. globotruncanoides* (идентичной зоне *R. brotzeni*) нижнего сеномана. Можно полагать, что отложения слоя 5 в овраге Кояс-Джилга являются более молодой частью нижнего сеномана, чем отложения слоя 3 в обнажении близ базы МГУ. Этот вывод сделан на основании того, что нижнесеноманские мергели в овраге Кояс-Джилга содержат многочисленные раковины роталипор с хорошо развитыми шов-

Таблица III. Некоторые виды фораминифер из отложений основания сеномана в Юго-Западном Крыму.

1, 2 – *Rotalipora globotruncanoides* Sigal: 1 – экз. № 282-19, а – спиральная сторона, б – пупочная сторона; $\times 90$, 2 – экз. № 282-20; пупочная сторона; $\times 90$; 3 – *Rotalipora gandolfii* Luterbacher et Premoli Silva. Экз. № 282-21, а – спиральная сторона, б – пупочная сторона; $\times 100$; 4, 5, 6 – *Rotalipora micheli* (Sacal et Debourle): 4 – экз. № 282-22, а – спиральная сторона, б – пупочная сторона; $\times 100$, 5 – экз. № 282-23; пупочная сторона; $\times 100$, 6 – экз. № 282-24; с периферического края; $\times 100$; 7 – *Rotalipora caroni* Ion. Экз. № 282-25; спинная сторона, а – $\times 120$, б – $\times 3000$, в – $\times 15\ 000$. Все экземпляры таблицы III происходят из слоя 5 (обр. 5506) обнажения в овраге Кояс-Джилга, нижний сеноман.

Таблица III



ными устьями, что свидетельствует о более зрелом этапе развития этого рода.

Современные представления о границе альба и сеномана изложены в рекомендациях Второго Международного Симпозиума по границам меловой системы (Rawson, Dhondt et al. eds, 1996). В качестве основного биостратиграфического события, маркирующего альб-сеноманскую границу, было предложено считать первое появление единичных экземпляров вида *Rotalipora globotruncanoides* (Sigal), что впервые было предложено Ж. Сигалем (Sigal, 1948). Изучая рекомендуемый в качестве нового стратотипа пограничного альб-сеноманского интервала разрез Монт-Ризу (Южная Франция) М. Карон (Caron in Gale et al., 1996) выделила следующие биособытия в указываемом интервале (мощность 121 м): 1) исчезновение обильной до этого уровня *Planomalina buxtorfi* в нижней части подзоны *Arghaphoceras* (*Praeshloenbachia*) *briacensis* зоны *S. dispar*; 2) разнообразие ассоциации видов рода *Rotalipora*, в том числе *R. ticinensis* и *R. arpeninica* вплоть до верхней части упомянутой аммонитовой подзоны; 3) одновременное появление *R. gandolfi* и *R. tehamaensis* в терминальной части упомянутой подзоны; 4) первое появление единичных *R. globotruncanoides* еще в пределах той же аммонитовой подзоны. Следует отметить исчезновение на этом же уровне *R. ticinensis*; именно с этими событиями предлагается совместить границу альба и сеномана (Gale et al., 1996); 5) частое присутствие *R. globotruncanoides*. Этот уровень совпадает с первым появлением аммонита *Mantelliceras mantelli* и, следовательно, с традиционным толкованием альб-сеноманской границы (Birkelund et al., 1984).

В представленных здесь крымских обнажениях охарактеризованы пробами только пограничные отложения альба и сеномана, поэтому на их примере можно говорить только о пограничных событиях.

В распространении ПФ можно найти уровни, выделяемые в интервале Монт-Ризу (Rawson et al., 1996). Так, в пробе 5522 в разрезе близ базы МГУ присутствуют виды *R. ticinensis* (Gandolfi) и *R. arpeninica* (Renz), распространение которых в Монт-Ризу ограничено верхней частью подзоны *Arghaphoceras* (*Praeshloenbachia*) *briacensis*, которая принадлежит верхней части аммонитовой зоны *Stoliczkaia dispar*. Проба 5505 в разрезе Кояс-Джилга, расположенная несколько выше, также отвечает уровню совместного нахождения *Rotalipora ticinensis* и *R. arpeninica* – (уровень 2 в разрезе Монт-Ризу). Наконец, в пробах 5523 и 5506 установлено присутствие *Rotalipora globotruncanoides* и отсутствие *R. ticinensis*. Таким образом, в крымских разрезах можно выделить уровни, отвечающие событию (2), событию (4) – проба 5523 и событию (5) – проба 5506, в которой встречены более “продвинутые” экземпляры роталипор, с

хорошо развитыми шовными устьями. Отложения, отвечающие уровню события (3), в исследуемом интервале отсутствуют.

Таким образом, в крымском материале появление вида *Rotalipora globotruncanoides* Sigal также приурочено к альб-сеноманской границе. В то же время следует отметить, что этот вид, появление которого предлагается в качестве *главного маркера* альб-сеноманской границы, обладает очень расплывчатыми признаками и его совсем непросто отличить от близких видов, появляющихся и в более низких, и более высоких интервалах разреза. Так, в работе Ф. Робашинского с соавторами приводится перечень таксонов и их понимания авторами в работах 1979 и 1994 гг. (Robaszynski et al., 1979, 1994, с. 434). Из этого перечня следует, что существуют виды, которые понимаются авторами однозначно в обеих работах, среди них, в частности, *Rotalipora arpeninica*. В то же время некоторые экземпляры вида *Rotalipora greenhornensis* (1979) определены в работе 1994 г. уже как *Rotalipora globotruncanoides*. Вид *R. brotzeni* (1979) в работе 1994 г. отнесен также к *R. globotruncanoides*. Не четкие морфологические признаки вида вызывают сомнения в уместности придания ему статуса единственного руководящего вида для проведения границы не только между ярусами, но и между отделами меловой системы. В нашем представлении совершенно необходимо использовать макропалеонтологические данные, которые с успехом применялись ранее.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ГРАНИЦЫ АЛЬБ/СЕНОМАН МЕЖДУРЕЧЬЯ КАЧИ И БОДРАКА. ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

1. Граница может быть прослежена в ряде легко доступных обнажений на всем протяжении от долины Качи до долины Бодрака. Необходимо их всестороннее изучение и закрепление на местности некоторых из них в качестве опорных.

2. Граница альба и сеномана в разрезах Юго-Западного Крыма приурочена к естественной последовательности слоев, начинающейся резко трансгрессивной сверхмелководной толщей al_2^2 , которая вверх сменяется более глубоководными “зелеными песчаниками al_3^3 ”, а эти последние – еще более глубоководными мергелями cm_1 . Как мы полагаем, к этой последовательности вполне применим термин секвенция. Значительные, визуально наблюдаемые гиатусы в ней отсутствуют.

3. Разрез альб/сеноман водораздела Кача–Бодрак (как и всего Горного Крыма) расположен в полосе, охватывающей южную окраину Европейской палеобиогеографической области (Naidin, 1969) в непосредственном соседстве с областью

Тетис, что привело к совместному распространению в ее пределах форм различной палеобиогеографической принадлежности.

4. Указанное палеобиогеографическое положение разреза определило формирование состава его руководящих ископаемых, представленных аммонитами, белемнитами и иноцерамами. К сожалению, остатки аммонитов встречаются редко в виде ядер обычно неполной сохранности. Необходимо продолжить послойные поиски как аммонитов, так и других стратиграфических важных фоссилий. Основное внимание должно быть сосредоточено на изучении “зеленых песчаников al_3^3 ”. Должна быть более детально определена вертикальная привязка сборов. В частности, необходимо выяснить стратиграфический диапазон *Parahibolites tourtiaie* – вида, который в Крыму, кроме обнажений на г. Кременной, найден в пограничном интервале альб/сеноман на Альме, а по литературным данным известен в Вестфалии (Германия) и Польше, на Западной Украине, Северном и Малом Кавказе. Стратиграфическое распространение его оценивается различно: терминальный альб, нижняя часть нижнего сеномана, слои пограничные между альбом и сеноманом.

5. Одним из больших достоинств разреза является присутствие в нем остатков белемнитов и иноцерамид, что позволяет проводить его сопоставление с удаленными бореальными разрезами.

6. Как убедительно свидетельствует пример изучения разреза Монт-Ризу высокий корреляционный потенциал его может быть достигнут только в результате изучения широкого спектра микро- и нанофоссилий. Анализ планктонных фораминифер Крымских разрезов позволил провести сопоставление выделенных уровней с новым стратотипом альб-сеноманской границы.

7. Этот же пример показывает, что практическое значение для корреляции могут иметь только те разрезы, изображения основных фоссилий которых опубликованы. Точно так же внимания заслуживают только те “новые стратиграфические схемы”, которые сопровождаются иконографически представленными комплексами руководящих ископаемых.

8. При углублении и расширении изучения вещественного состава “зеленых песчаников al_3^3 ” должно быть выявлено пространственное и вертикальное распространение в них туфогенного материала и определен его петрографический характер. Можно думать, что привлечение данных по вулканизму середины мелового периода в Горном Крыму и других регионах позволит установить *тефрахронологическую значимость пирокластиков* “зеленых песчаников al_3^3 ”.

Авторы уверены в том, что разрез альб/сеноман междуречья Качи и Бодрака представляет собой прекрасный объект для дальнейшего его изучения. По нашему мнению, разрез после всестороннего изучения всеми доступными современными методами при удаленных корреляциях сможет служить в качестве промежуточного между стратотипическим разрезом границы альб/сеноман Монт-Ризу и разрезами Евразии.

Мы надеемся, что круг заинтересованных исследователей значительно расширится. Этому должно благоприятствовать существование базы МГУ, от которой одно из обнажений рубежа альб/сеноман расположено всего лишь в 200 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Найдин Д.П. Упорядоченное залегание ростров белемнитов в сеноманских отложениях юго-западной части Горного Крыма // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1970. № 9. С. 47–50.
- Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1960. 700 с.
- Барабощкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 22–28.
- Богаец А.Т., Бойчук Г.В., Лещух Р.И. и др. Новые данные об альбских отложениях северной полосы Северо-Западного Крыма // Геол. журн. 1980. Т. 40. № 6. С. 27–34.
- Василенко В.П. Аномалиниды. Л.: Гостоптехиздат, 1954. 282 с.
- Вебер Г.Ф., Мальшева В.С., Нейман О.Ф. Подразделение верхнего мела Крыма // Изв. Геолкома. 1911 (1912). Т. 31. № 1. С. 37–39.
- Горбачик Т.Н. Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы. М.: Наука, 1986. 239 с.
- Горбачик Т.Н., Кречмар В. Расчленение апт-альбских отложений Крыма по планктонным фораминиферам // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1969. № 3. С. 46–56.
- Зонова Т.Д. Иноцерамиды мела Востока СССР. Атлас руководящих групп фауны мезозоя Юга и Востока СССР // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т. 350. 1992. С. 172–192.
- Йолкичев Н., Йовчева П., Димитрова Е., Стоянова-Вергилова М. Стратиграфия на сеноманский этаж северно от Плевен и нови микрофаунистични данни за положката му // Списание на Българското Геол. Дружество. 1988. Год. 49. Кн. 2. С. 24–36.
- Каптаренко-Черноусова О.К., Плотникова Л.Ф., Липник Е.С. Фораминиферы Украины. Палеонтологический справочник. Киев: Наукова думка, 1979. 256 с.
- Каракаш Н.И. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна // Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей. 1907. Т. 32. Вып. 5. Отд. геол. и минер. С. 1–482.
- Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга Европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 166 с.

- Матреницкий А.Г.* О петрографическом различии враконских отложений и пород основания сеномана Бахчисарайского района Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1968. № 6. С. 158–159.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С.* Значение данных океанского бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 7–21.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С.* Разрез отложений сеноманского яруса междуречья Качи и Бодрака (Крым) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 4. С. 11–26.
- Найдин Д.П., Ванчуров И.А., Алексеев А.С.* Применение методов математической статистики при изучении ростров сеноманских белемнитов // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1975. Т. 50. Вып. 4. С. 81–94.
- Плотникова Л.Ф.* Детальное деление альбских отложений Крыма по фораминиферам // Новые данные по стратиграфии и фауне фанерозоя Украины. Киев: Наукова думка, 1982. С. 135–138.
- Янин Б.Т.* О соотношении общих и местных стратиграфических подразделений нижнего мела юго-западного Крыма (междуречье Кача-Бодрак). Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 29–36.
- Янин Б.Т., Вишневский Л.Е.* Меловая система. Нижний отдел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Изд-во Моск. ун-та. 1989. С. 81–123.
- Birkelund T., Hancock J.M., Hart M.B. et al.* Cretaceous stage boundaries – Proposals // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. Part 1–2. P. 3–20.
- Bolli H.* Planktonic foraminifera from the Cretaceous of Trinidad // B. W. I. Bull. Amer. Paleont. 1959. V. 59. № 179. P. 257–277.
- Bolli H.* Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera // Bol. Inform. Asoc. Venez. Geol., miner., petrol. 1966. V. 9. № 1. P. 3–32.
- Brotzen F.* Die Geologiska Resultaten fran Bormingarna vid Hölviken // Sver. Geol. Unders. 1945. V. 38. № 7. Ser. C. № 465. 165 p.
- Donovan D.T.* The Jurassic and Cretaceous systems in East Greenland // Medd. Grønland. 1957. Bd. 155. № 4. P. 87–154.
- Frieg C.* Systematische, biostratigraphische und palaökologische Untersuchungen an agglutinierenden Foraminiferen des Cenomans in Bochum. Münster, 1979. 128 S.
- Gale A.S., Kennedy W.J., Burnett J.A. et al.* The Late Albian to Early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Drôme, SE France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes) // Cretaceous Res. 1996. V. 17. № 5. P. 515–606.
- Hart M.B., Carter D.J., Leary P.N. and Talwar A.S.H.D.* Agglutinated Foraminifera from the Albian/Cenomanian Boundary in SE England // Palaeoecology, Biostratigraphy and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera. Kluwer Academic Publishers. 1990. P. 945–960.
- Kaplan U., Keller S., Wiedmann J.* Ammoniten und Inoceramen – Gliederung des norddeutschen Cenoman. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen. Wien. 1984. Bd. 7. S. 307–347.
- Malchus N.* Revision der Kreide–Austern (Bivalvia: Pteriomorphia) Agypsteus (Biostratigraphie, Systematik) // Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe A. 1990. Bd. 125. 115 S.
- Marcinowski R., Naidin D.P.* An Upper Albian ammonite fauna from Crimea // Acta geol. polon. 1976. V. 26. № 1. P. 83–118.
- Maync W.* Cretaceous stratigraphy of NE Greenland // Rep. 18-th session Intern. Geol. Congress (London, 1948). 1952. Part 13. P. 288.
- Moullade M.* Étude stratigraphique et micropaleontologique du Crétacé Inférieur de la Fosse Vocontienne // Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon. 1966. № 16. 369 p.
- Moullade M.* Zones de foraminifères du Crétacé Inférieur Mesogéen // C. R. Acad. Sci. D. 1974. V. 278. P. 1813–1816.
- Naidin D.P.* Biostratigraphie und Paläogeographie der Oberen Kreide der Russischen Tafel // Geol. Jahrbuch. 1969. Bd. 87. S. 157–186.
- Naidin D.P.* The Russian Platform and the Crimea // Aspects of Mid-Cretaceous regional geology / R.A. Reymont, P. Bengston (eds). Academic Press. 1981. P. 29–68.
- Rawson P.F., Dhondt A.V., Hancock J.M., Kennedy W.J.* (eds). Proceedings of Second International Symposium on Cretaceous Stages boundaries, 8–16 September, 1995. Brussels // Bull. Inst. Royal Sciences Natur. Belgique. Sciences de la Terre. 1996. V. 66-Supp. 120 p.
- Robaczynski F., Caron M., coord., and Eur. Group Plankt. Foram.* Atlas of Mid-Cretaceous Planktonic Foraminifera (Boreal Sea and Tethys) // Cah. Micropaléont. Paris. 1979. V. 1. P. 1–185. V. 2. P. 1–181.
- Robaszynski F., Amedro F., Caron M.* La limite Cénomanien–Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie Centrale // Cretaceous Res. 1993. V. 14. № 4/5. P. 477–486.
- Robaszynski F., Caron M., Amedro F. et al.* Le Cénomanien de la région de Kalaat Senan (Tunisie Centrale): litho-biostratigraphie et interpretation sequentielle // Rev. Paleobiologie. 1994. V. 12. № 2. P. 351–505.
- Robaszynski F., Caron M.* Foraminifères planctoniques du Crétacé commentaire de la zonation Europe Méditerranée // Bull. Soc. géol. France. 1995. V. 166. № 6. P. 681–692.
- Sigal J.* Notes sur les genres foraminifères Rotalipora Brotzen (1942) et Thalmanninella, famille des Globotruncanidae // Rev. Inst. France Petrol. 1948. V. 3. № 4. P. 95–103.
- Sigal J.* Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques // Geol. Mediterr. 1977. V. 4. P. 49–108.
- Sornay J.* Inocerames // Cretaceous Res. 1981. V. 2. № 3/4. P. 417–425.
- Tröger K.-A.* Zu problem der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa // Newsl. Stratigr. 1981. V. 9. № 3. P. 139–156.
- Tröger K.-A.* Comparison of the Cenomanian through Middle Turonian faunas and facies between Central and Eastern Europe // Acta geol. polon. 1996. V. 46. № 1–2. P. 81–88.
- Weber G., Malychev V.* Sur la stratigraphie du Mésocrétacé et du Néocrétacé de la Crimée // Bull. Soc. Géol. France. 1923(1924). Ser. 4. V. 23. № 5–6. P. 193–204.

Рецензенты А.Б. Герман, К.И. Кузнецова

УДК 561:551.77(571.6)

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СНЕЖНОГОРСКОГО УГЛЕПРОЯВЛЕНИЯ (ВЕРХНЕЗЕЙСКАЯ ВПАДИНА)

© 2000 г. Т. В. Кезина*, Г. Ф. Олькин**

*Амурский комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, 675000 Благовещенск, пер. Релочный, 1, Россия

**ТОО "Антрацит", 676200 Зея, пер. Первомайский, 15, Россия

Поступила в редакцию 21.05.98 г.

На территории Верхнезейской впадины широко распространены кайнозойские угленосные отложения. Более перспективными для поисков бурых углей являются ее краевые части, где известны пласты, пригодные для добычи открытым способом. В связи с этим, были проведены поисково-оценочные работы на Снежногорском углепроявлении. В итоге этих работ, сопровождавшихся аналитическими исследованиями, в том числе и палинологическими, были получены принципиально новые материалы по геологическому строению, стратиграфии и угленосности юго-западной части Верхнезейской впадины.

Ключевые слова. Кайнозой, угольные отложения, палинология, стратиграфия.

ВВЕДЕНИЕ

Палеогеновые и неогеновые отложения Верхнезейской впадины и их угленосность до настоящего времени изучены слабо, хотя буроугольные пачки установлены во время поисково-разведочных работ по скважинам, практически по всей ее территории. Однако в связи с удаленностью и труднодоступностью района проведение детальных поисково-оценочных работ на всей площади впадины не рентабельно, несмотря на возрастающие потребности Зейского района в угле.

Геологическое строение впадины и ее угленосность описана В.А. Барвенко по материалам геологической и геолого-гидрологической съемки масштаба 1 : 200 000 в период с 1973 по 1979 гг. Скважинами пласты угля вскрыты на глубинах от десятков до первых сотен метров, при их мощности от нескольких сантиметров до 6–8 м. Наиболее благоприятными местами для поисков бурых углей являются краевые части Верхнезейской впадины, где известны пласты, пригодные для добычи открытым способом, с небольшим коэффициентом вскрыши. В связи с этим, ТОО "Антрацит" в 1995–1996 гг. были поставлены поисково-оценочные работы на бурый уголь в юго-западной части впадины, восточнее пос. Снежногорский, в бассейне руч. Бабушкин и рек Большая и Малая Пальпага (рис. 1).

В итоге этих работ, сопровождавшихся аналитическими исследованиями, в том числе и палинологическими, были получены принципиально новые материалы по геологическому строению, стратиграфии и угленосности юго-западной части Верхнезейской впадины.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, УГЛЕНОСНОСТЬ И СОСТАВ ПАЛИНОКОМПЛЕКСОВ

Углепроявление Снежногорское представляет собой небольшой фрагмент сохранившегося от эрозии крупного месторождения, генетически связанного с дутканской свитой. Эта свита представлена толщей глин и алевроитов, переслаивающихся песками и бурыми углями. Она согласно перекрывает песчаную толщу олигоцена, либо с разрывом ложится на меловые отложения.

По площади впадины мощность дутканской свиты увеличивается с запада на восток, достигая максимума (240 м) в Амаканском прогибе, а в краевой юго-западной части ее мощность не превышает 50 м. Перекрывающие отложения темнинской свиты представлены каолинсодержащими песками с прослоями алевроитов и глин.

В основании разреза кайнозойских отложений Верхнезейской впадины вскрыта толща аллювиальных песков разной зернистости, алевролитов и глин с прослоями бурого угля, которая отнесена к палеогену условно (Ахметьев, 1986). Наиболее полный разрез этой толщи вскрыт в Дутканском прогибе скв. 2Т (на глубине 328–107 м), в результате работ по среднемасштабному геологическому картированию, проводимых под руководством В.А. Барвенко в 1973 г. Идентичные отложения пройдены в пределах Сирикского прогиба, на водоразделе рек Большой и Малый Танук (скв. 6Т, 490 м), а также в Амаканском прогибе, в устье р. Малая Бургали (скв. 2Б, 400–325 м; скв. 3Б, 423–395 м). В северной части впадины, ближе к ее обрамлению, олигоценные отложения установ-

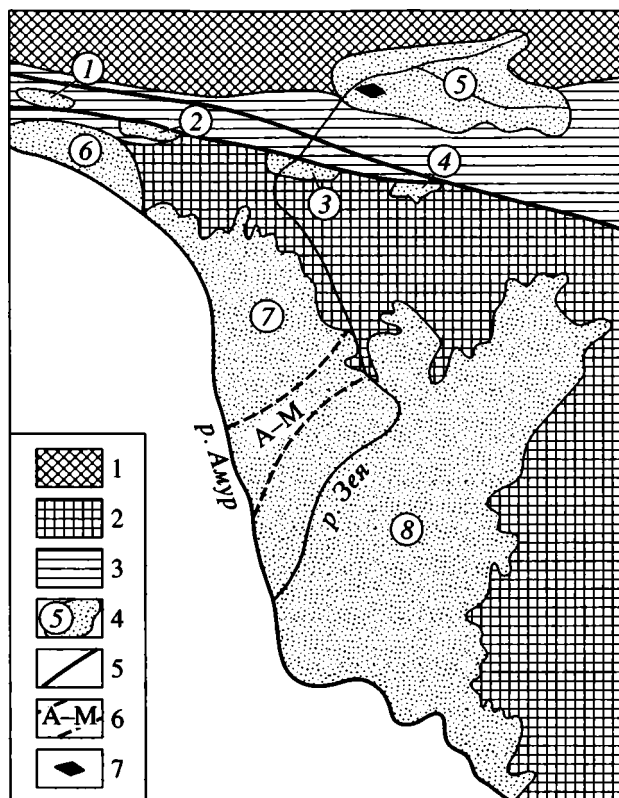


Рис. 1. Схема геолого-структурного положения кайнозойских впадин Верхнего Приамурья. (По материалам Л.И. Красного, 1980; В.Г. Варнавского, 1977; с дополнениями автора). Масштаб 1 : 1 500 000.

1 – область докембрийской и байкальской складчатости; 2 – область палеозойской складчатости; 3 – область мезозойской складчатости; 4 – мел-кайнозойские впадины: 1 – Уруша-Ольдойская, 2 – Урканская, 3 – Пиканская, 4 – Делская, 5 – Верхнезейская, 6 – Ушумунская, 7 – Амуро-Зейская, 8 – Зейско-Буреинская; 5 – дизъюнктивные нарушения; 6 – Амуро-Мамынский выступ; 7 – площадь Снежнгорского углепрооявления.

лены в долине р. Топангра (скв. 9Т, 147–35 м) и скважинами 2Г и 5Г на правом берегу р. Уркан, в приустьевой его части. Толща с разрывом залегает на верхнемеловых образованиях пальпагинской свиты (K_2pl), которые перекрываются песчано-глинистыми отложениями дутканской свиты (рис. 2). Из палеогеновых отложений осевой части впадины, где они имеют максимальную мощность Л.И. Лукашовой и Н.Д. Литвиненко описано два палинокомплекс: 1) с “*Polypodiaceae*” и 2) хвойно-широколиственный комплекс с *Taxodiaceae* – позднеолигоценового возраста.

На площади Снежнгорского углепрооявления мощность палеогеновых отложений не превышает 10–15 м. Толща имеет преимущественно песчано-алевритовый состав с глинисто-углистыми прослоями, палинологически она охарактеризована

по пробам: скв. 7 (22.1 м, 32 м); скв. 64 (11 м, 16 м); скв. 8 (29.8 м); скв. 59 (15.2 м). Во всех изученных пробах установлен палинокомплекс (СПК-1), для которого характерно преобладание покрытосеменных до 68.4% за счет обилия мелколиственной бореальной флоры. Основной фон покрытосеменных создает пыльца березовых (31.9%): *Betula* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp. В списке умереннотеплолюбивых растений *Juglandaceae* (с родами: *Juglans*, *Carya*, *Platycarya*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*); *Fagaceae* (до 4.5%), главным образом за счет пыльцы *Quercus conferta* Boits., *Quercus dentata* Boits и *Fagus grandifoliiformis* Boits. Пыльца более теплолюбивых, в том числе и субтропических, растений представлена: *Liquidambar* sp., *Celtis* sp., *Magnolia* sp., *Rhus* sp., *Platanus* sp., *Altingia* sp., *Comptonia* sp. Среди ильмовых (до 6.4%) пыльца *Ulmus* sp., *Zelkova* sp., *Planera* sp., а также единичные зерна пыльцы сближаемые с современными вязовыми: *Ulmoidipites tricolatus* And. и *Ulmoidipites krempii* And. (возможно, переотложенные). Пыльца *Moraceae*, *Aralia* sp., *Tilia manshurica* Kupr. et Max., *Myrica* sp., *Plex* sp., встречается постоянно, но ее содержания незначительны (0.3–1.5%). Формальные таксоны представлены единичными экземплярами *Trigropollenites* sp. и *Tricolpites* sp. Травянисто-кустарничковая часть спектров образована пыльцой *Ericaceae* (до 22%), в меньшей степени *Rosaceae*, *Lonicera* sp., *Diervilla* sp.

Содержание голосеменных 17.7–44.2%. Доминируют сосновые (до 36.1%) представленные родами: *Pinus*, *Piceae*, *Tsuga* (до 8.2%), меньше *Cedrus*, *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Abies*. Пыльца семейства *Taxodiaceae* разнообразен состав представителей долинных и даже водных фитоценозов. Рассмотренный палинокомплекс хорошо сопоставляется с комплексом верхней подсвиты чернореченской свиты Среднеамурской впадины (Зива, Лукашова, 1977).

От комплекса мухинской свиты Ушумунской впадины (Мамонтова, 1975) выделенный палинокомплекс отличается несколько большим содержанием мелколистных березовых, отсутствием реликтовой эоценовой пыльцы: *Pistillipollenites*, *Aquilapollenites*. По-видимому, эти различия обусловлены тем, что в объеме мухинской свиты Ушумунской впадины включены не только верхнеэоценовые и нижнеолигоценовые отложения, но и более древние – среднеэоценовые.

Слой с повышенным содержанием *Pinaceae* отмечались М.А. Седовой (1956) в самых нижних горизонтах олигоцена в Спутинском районе Приморья, а также в составе угловской свиты в окрестностях г. Владивостока. Хорошо сопоставляется описанный палинокомплекс с шестым палинокомплексом, выделенным Н.С. Громовой и Л.А. Баскаковой в отложениях средней части надеждинской свиты на п-ве Речном и в средней

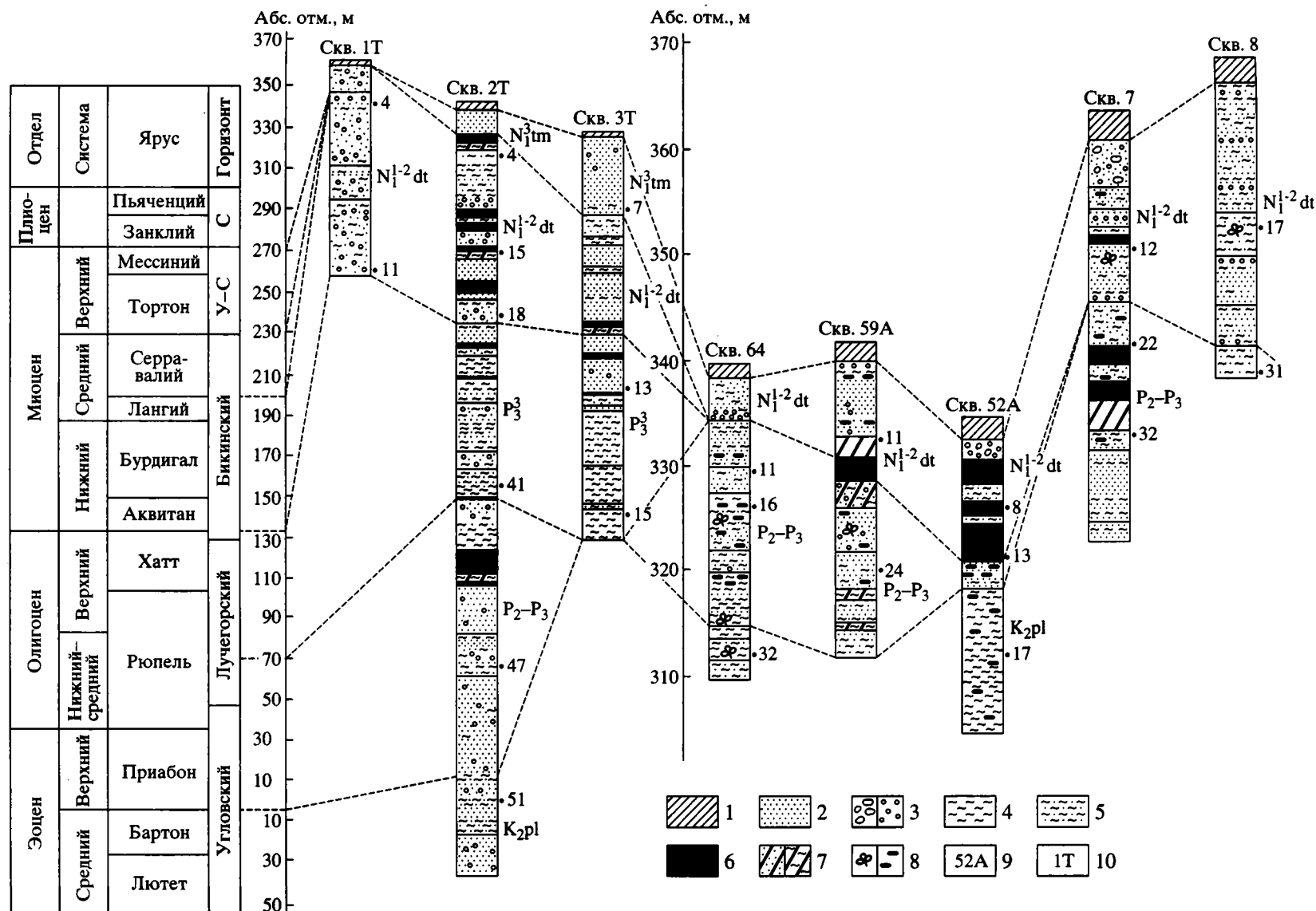
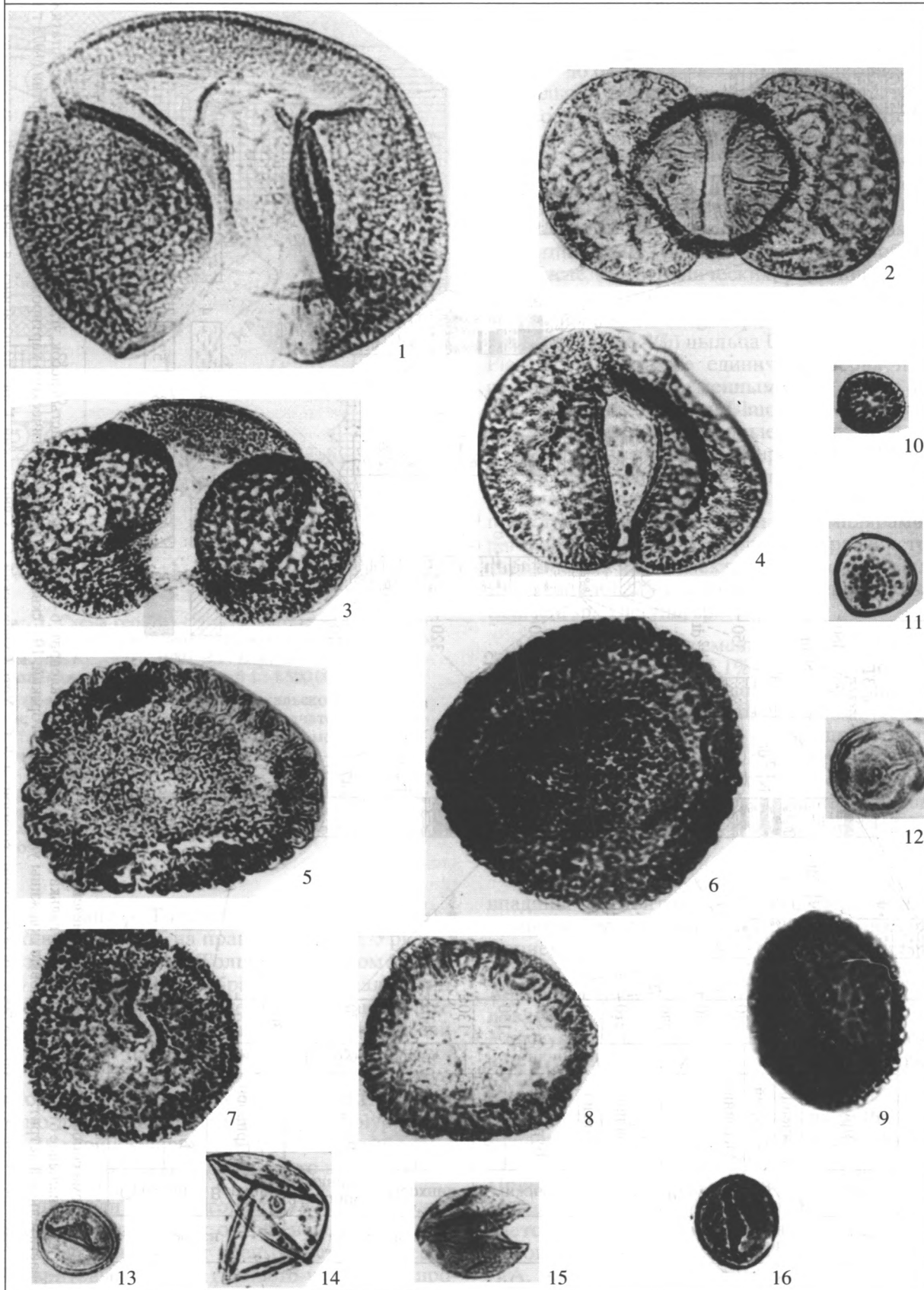


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов Верхнезейской впадины.

1 – делювиальные отложения; 2 – песок; 3 – галька и гравий; 4 – глина; 5 – алевроит; 6 – бурый уголь; 7 – углистый песок, углистая глина; 8 – растительные остатки, растительный детрит; 9 – углепоисковые скважины участка Снежногорский; 10 – скважины гидрогеологического картирования Тулунгинской партии (1973 г.).

На стратиграфической колонке буквами обозначены горизонты: У-С – Усть-Суйфунский, С – Суйфунский; K_2pl – пальпагинская свита, $N_1^{1-2} dt$ – дутканская свита, $N_3 tm$ – темнинская свита.

Таблица I



части угленосной толщи Шкотовской впадины (Громова, 1967). Из близких по возрасту отложений М.А. Ахметьевым и В.А. Красиловым (Ахметьев и др., 1978) по скважинам и разрезам п-ва Речного был описан флористический комплекс с *Metasequoia occidentalis*, *Trochodendroides arctica*, где доминируют представители семейства *Ulmaceae*. Этот уровень возможно отвечает терминальному эоцену или самому началу олигоцена.

На основании изложенного выше возраст отложений охарактеризованных СПК-1 определяется как верхнеэоценовый – нижнеолигоценовый (приабон – низы рюпеля, рис. 2). Так же интерпретируется возраст подобных комплексов в стратиграфической схеме, принятой IV МРСС (Решения..., Хабаровск, 1994).

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный по пробам из вышележащих отложений, существенно отличается от первого. Он характеризует дутканскую свиту, представленную на большей части площади Верхнезейской впадины мощной толщей глин, алевроитов, переслаивающихся песками и бурыми углями. В западной и центральной частях впадины свита согласно перекрывает песчаную толщу олигоцена, а в северной и восточной с размывом ложится на нижнемеловые осадки.

Нижняя граница свиты условно проводится по подошве базального горизонта алевроитов с прослоями бурых углей. Литологический состав отложений свиты меняется по площади впадины. Если в ее центральной части преобладают тонкозернистые пески, алевроиты, глины, бурые угли, то с приближением к северному, южному и западному бортам увеличивается содержание песков разной зернистости с гравием и галькой. Прослой бурого угля и углистых глин встречаются реже и они имеют меньшую мощность. В пределах самой площади Снежногорского углепроявления дутканская свита представлена глинами и алевроитами, переслаивающимися с горизонтами песков. В верхней ее части имеются пласты бурых углей мощностью до 5 м. Она экспонируется на поверхности лишь вдоль берегового склона, в 3 км к северу от пос. Снежногорский. На всей остальной территории перекрывается более молодыми отложениями темнинской и аргинской свит.

По скв. 2Т, в долине руч. Черная Речка в дутканской свите вскрыты семь пластов угля мощностью до 1 до 6 м, на глубинах от 17.6 м до 230.7 м от поверхности. Базальный горизонт свиты сложен

мелкозернистыми глинистыми песками серого цвета, мощностью от 2 до 10 м. Выше залегает пласт бурого угля мощностью 4.5–5 м (скв. 52, 52А, 54). Под четвертичными отложениями этот пласт вскрыт в небольшом эрозионном окне.

Дутканская свита палинологически охарактеризована (СПК-2) по пробам скв. 59А (11 м, 11.5 м), скв. 52А (8.5 м), скв. 8 (17 м, 29.8 м). Он отличается разнообразным составом спор и пыльцы при доминировании покрытосеменных (до 69.4%). Ведущая роль принадлежит пыльце мелколиственных семейств *Betulaceae* (*Betula* sp., *Corylus* sp., *Alnus* sp., в сумме до 35.6%) в сообществе с сосновыми. Доминирует пыльца рода *Pinus* (*Pinus* s/g *Haploxylon*, *Pinus* s/g *Diploxylon*, *Pinus* sp.). Значительно меньше пыльцы *Taxodiaceae* (не более 8.7%). Кроме *Taxodium* sp., встречаются единичные зерна *Scquoia* sp., *Mctascquoia* sp., *Glyptostrobus* sp. Установлена пыльца *Podocarpus* sp., *Dacrydium* sp., *Araucaria* sp. (до 1.5% каждого таксона), единичная пыльца *Ginkgo*. Пыльца рода *Tsuga* представлена 3–4 видами (*Tsuga diversifolia* (Max) Mast., *T. canadensis* L. Carr., *T. torulosa* Zakl., *T. crispa* Zakl., *Tsuga* sp.). Пыльца темнохвойных (*Picea*, *Tsuga*) составляет значительный процент и по отдельным спектрам является субдоминантом.

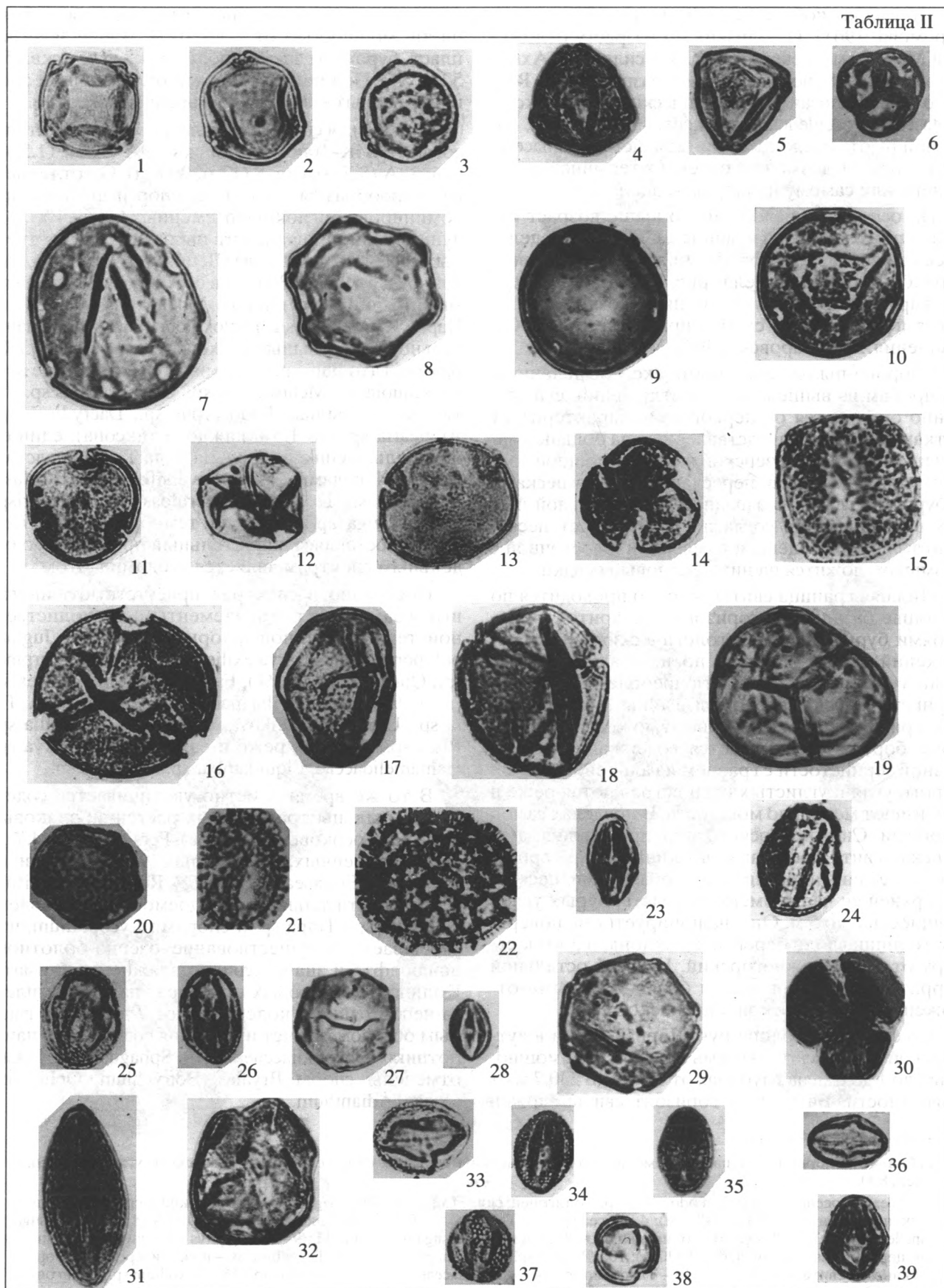
Постоянно в спектрах присутствуют, иногда играя заметную роль, элементы широколиственной теплоумеренной флоры: *Juglans* sp., *Juglans polyporata* Vojc., *Carya exilis* Pan., *Carya* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp. (до 2%), *Fagus* sp. (до 5.9%), *Ilex* sp. (до 4.7%), а также *Tilia manshurica* Kupr. et Max., *Tilia* sp., *Ulmus* sp., *Zelkova* sp., *Myrica* sp., *Aralia* sp., *Rhus* sp., *Rhus* sp., реже и единично *Pterocarya* sp., *Hamamelidaceae*, *Liquidambar* sp., *Castanea* sp.

В то же время заметно увеличивается содержание пыльцы травянистых растений: злаковых (до 2.7%), осоковых (до 3.4%), *Perisicarya* (до 4.7%), а также лилейных, гречишных, сложноцветных, старников *Ericaceae* (до 16.3%), *Rosaceae*, *Caprifoliaceae*. Растительность водоемов представлена *Nelumbo* sp., *Trapa* sp. и спорами *Lycopodium*, что указывает на существование озерно-болотного ландшафта и значительную влажность климата. Количество споровых в спектрах палинокомплекса непостоянно и колеблется от 7 до 30.1%, главным образом, за счет изменения содержания папоротников *Polypodiaceae* и мхов *Sphagnum* sp. Также отмечены споры *Bryales*, *Botrychium*, *Ophioglossaceae*, *Adiantum*.

Таблица I. Споры и пыльца голосеменных растений из кайнозойских отложений Снежногорского углепроявления. Увел. 800.

1 – *Picea procumbens* Zakl.; 2 – *Podocarpus* sp. – олигоцен, скв. 7 (32 м); 3 – *Pinus* s/g *Haploxylon* – нижний–средний миоцен, дутканская свита, скв. 59А (11.5 м); 4 – *Picea* sp.; 5 – *Tsuga crispa* Zakl. – дутканская свита, скв. 52А (8.5 м); 6 – *Tsuga canadensis* Carr.; 7 – *Tsuga* sp. – олигоцен, скв. 8 (29.8 м); 8 – *Tsuga torulosa* Zakl.; 9 – *Sciadopitys* sp. – нижний–средний миоцен, дутканская свита, скв. 8 (17 м); 10 – *Bryales* sp.; 11 – *Sphagnum* sp.; 12 – *Taxodium* sp. – нижний–средний миоцен, дутканская свита, скв. 8 (17 м); 13 – *Taxodium* sp.; 14 – *Cupressaceae*; 15 – *Glyptostrobus* sp.; 16 – *Taxodium* sp. – олигоцен, скв. 7 (32 м).

Таблица II



Количественные соотношения таксонов по разрезу свиты не постоянны. По ряду скважин в центральной части впадины (скв. 2Т, 5Т, 6Т, 26, 6Б) в средней части разреза, а по скв. 3Т, 13Т, 3А – в верхних слоях палинологические спектры отражают климатический оптимум, выраженный повышенным содержанием пыльцы теплолюбивых растений, в частности семейства *Juglandaceae*, *Fagaceae*, *Tilia* sp., *Plex* sp. На Снежногорском углепроявлении по палинологическим данным климатический оптимум выражен слабее. Распространение пыльцы теплолюбивых широколиственных растений равномерное, но, вероятно, период формирования угольных слоев свиты непосредственно связан именно с ним.

В СПК-2 краевой части впадины, по сравнению с центральной больше пыльцы хвойных, несколько меньше трав и обитателей долин (лиственница, ива, вяз, ольха), что является отражением большого влияния растений гор и предгорий. В целом, в СПК-2 сохраняется таксономический состав первого комплекса, но происходит значительное обеднение состава флоры, еще сохраняющей основу тургайского экотипа. Изменения в составе флоры вероятнее всего связаны с усилением континентальности и сезонности климата. Это выразилось в выпадении из состава флоры многих тропических и субтропических видов, появлении травянистых растений и увеличении роли мелколиственных бореальных элементов: березы, ольхи, вяза, ивы. Климат продолжал оставаться умеренно-теплым, но стал более сухим, что видно по качественному и количественному составу спектров.

Описанный палинокомплекс отражает лесную растительность, где существенна доля растений горных и предгорных местообитаний. По берегам рек и водоемам сохраняли островки болотных ассоциаций, образованных *Taxodium* – *Myrica* и долинных леса с ольхой березой и ивой. На пониженных участках и в предгорьях росли хвойно-широколиственные леса с дубом, орехом, грабом, вязом и подлеском из жимолостных и вересковых. Значительные пространства были заняты луговинами и болотами.

Представленный спорово-пыльцевой комплекс хорошо сопоставляется с палинокомплексом нижней угленосной подсвиты ушумунской свиты Средне-Амурской впадины, выделенным М.В. Зива и Л.И. Лукашовой из глинисто-алевритовых отложений с прослоями и линзами песка и пластами бурого угля (Зива, Лукашова, 1977). Возраст осадков ушумунской свиты по пресноводной фауне, собранной из угленосных отложений ушумунской свиты, по заключению Г.Г. Мартинсона, позднеолигоценовый – раннемиоценовый. М.А. Ахметьев (Ахметьев и др., 1969) и А.М. Камаева (Варнавский, 1971) по листовой флоре относят свиту к миоцену, считая ее типичной для этого этапа развития дальневосточной флоры.

При сопоставлении СПК-2 с палинокомплексом Амуро-Зейской впадины обнаруживается сходство с комплексами бузулинской свиты, особенно ее северо-восточной части. Возраст этой свиты раннесреднемиоценовый (аквитан-лангий). Описанный палинокомплекс сходен с комплексами усть-давыдовской свиты Раздольненской впадины (южное Приморье, бассейн р. Комаровки, которая датируется ранним миоценом (Болотникова, 1979).

Проведенные выше сопоставления убедительно доказывают, что дутканская свита Верхнезейской впадины является возрастным аналогом бузулинской свиты Амуро-Зейской впадины и ушумунской свиты Средне-Амурской впадины и имеет ниже-среднемиоценовый возраст. В региональной стратиграфической схеме она включена в бикинский горизонт.

Дутканская свита на Снежногорском углепроявлении перекрывается толщей каолинсодержащих разнородных песков с прослоями светлых глин и алевритов. Отложения сходного литологического состава на Тулунгинской площади ранее были описаны Н.Ф. Левыкиным как свита полимиктовых песков (скв. 2Т, 6Т, рис. 2) и выделена в темнинскую свиту (Барвенко, Сорокин, 1977). В центральной части Верхнезейской впадины свита согласно залегает на дутканской свите. Нижняя граница условно проводится по кровле алеврито-глинистых отложений с прослоями и пластами бурых углей.

Таблица II. Пыльца покрытосеменных растений из кайнозойских отложений Снежногорского углепроявления. Увел. ×800.

1 – *Alnus* sp.; 2 – *Betula* sp.; 3 – *Corylus heterophylla* Fish. – дутканская свита, скв. 59А (11.5 м); 4 – *Betula* sp.; 5 – *Myrica* sp. – олигоцен, скв. 7 (32 м); 6 – *Ericaceae* – олигоцен, скв. 64 (16 м); 7 – *Juglans polyporata* Vojc.; 8 – *Pterocarya* sp. – олигоцен, скв. 7 (32 м); 9 – *Carya spakmania* Trav.; 10 – *Carya simplex* (R. Pot.) Elsk.; 11 – *Tilia* sp. – олигоцен, скв. 8 (29.8 м); 12 – *Comptonia* sp.; 13 – *Tilia manshurica* Kupr. et Maxim.; 14 – *Diervilla* sp. – дутканская свита, скв. 52А (8.5 м); 15 – *Quercus foresdalensis* Trav.; 16 – *Fagus* sp.; 17–18 – *Fagus grandifoliiformis* Boits – олигоцен, скв. 7 (32 м); 19 – *Ericaceae*; 20 – *Ulmus* sp. – нижний-средний миоцен, дутканская свита, скв. 8 (17 м); 21 – *Ilex* sp.; 22 – *Persicarya* sp. – дутканская свита, скв. 52А (8.5 м); 23 – *Labiatae*; 24 – *Quercus sibirica* Pan.; 25 – *Oleaceae* – олигоцен, скв. 8 (29.8 м); 26 – *Rhus* sp. – дутканская свита, скв. 52А (8.5 м); 27 – *Juglans* sp.; 28 – *Sambucus* sp. – олигоцен, скв. 7 (32 м); 29 – *Juglans sibirica* Pan.; 30 – *Acer* sp. – дутканская свита, скв. 59А (11.5 м); 31 – *Sterculia* sp.; 32 – *Liquidambar* sp.; 33 – *Shinus* sp.; 34 – *Fraxinus* sp.; 35 – *Rutaceae*; 36 – *Rosaceae*; 37 – *Fraxinus* sp. – олигоцен, скв. 64 (16 м); 38 – *Artemisia* sp.; 39 – *Aralia* sp. – нижний-средний миоцен, дутканская свита, скв. 8 (17 м).

На изученной площади перекрывающие дутканскую свиту слои по результатам палинологического анализа проб (скв. 65) показали близкий состав комплекса с СПК-2, характеризующего дутканскую свиту. Наиболее вероятный возраст – среднемиоценовый. Геологами, занятыми картированием осадочного чехла Верхнезейской впадины, он без достаточных оснований принимается позднемиоценовым.

Отложения темнинской свиты в юго-восточной части впадины представлены преимущественно светло-серыми и белыми разнородными кварц-полешпатовыми каолинизированными песками. Редко в ее составе наблюдаются пласты молодых бурых углей низкой степени углефикации, коричневого цвета, мощностью до 1.4 м и черных углистых глин, мощностью до 0.8 м. По данным В.А. Барвенко (Барвенко, Сорокин, 1977), верхнемиоценовые отложения темнинской свиты выходят на дневную поверхность в долинах рек Арга, Унья, Уркан и вскрываются скважинами по рекам Маля Бургали и Амакан.

В палинокомплексе из отложений темнинской свиты, изученным ранее Л.И. Лукашовой по скв. 2Т (Варнавский и др., 1988) преобладают покрытосеменные за счет берез и ольхи (до 85%). Характерно низкое содержание голосеменных, до 15%, где отмечены единичные *Podocarpus* sp., *Taxodiaceae* и в небольшом количестве пыльца *Pinus* sp., *Picea* sp. Пыльца широколиственных представлена умеренно-теплолюбивыми – *Juglans* sp., *Myrica* sp., *Plex* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Tilia* sp. Разнообразно представлены кустарниковые: *Salix* sp., *Viburnum* sp., *Diervilla* sp., *Lonicera* sp., *Ericaceae* и др. Участие трав и кустарничков незначительное. Среди споровых отмечены *Polypodiaceae*, *Sphagnum* sp., *Adiantum* sp., *Bryales* sp.

Аргинская свита, сложена песчано-гравийно-галечными отложениями и занимает верхние части водоразделов, приводораздельные части впадины. Из отложений свиты Л.И. Лукашовой и Н.Д. Литвиненко описан ольхово-березовый комплекс с *Polypodiaceae* (Варнавский, 1998), в котором субдоминантами являются сосновые и разнообразные травянистые. Изредка встречается пыльца *Tsuga*, *Taxodiaceae*, *Juglans*, *Plex*, *Fagus*, *Carpinus*. К сожалению, до настоящего времени нет однозначного мнения в отношении объема и возраста аргинской свиты.

ФИТОГЕОГРАФИЯ

Территория Приамурья в начале кайнозоя входила в умеренную Бореальную область Голарктики. Как известно, в ее пределах угленакпление в палеогене и миоцене происходило в периферических частях Западно-Сибирской плиты, во многих впадинах Восточной Сибири, включая

Байкальскую, прогибах Арктического побережья, материковой части Северо-Востока России, Приамурья и Приморья, а также в пределах Тихоокеанского подвижного пояса, на Камчатке и Сахалине. Состав углеобразующих сообществ на всей этой территории не оставался постоянным. Он зависел от фитохориальной принадлежности того или иного региона, а также климатических условий. Большинство пород угольного ряда образованы преимущественно остатками высших растений и их смолистых выделений. Все они относятся к гумусовой группе.

На Снежногорском углепроявлении углистые глины олигоцена формировались в условиях олигодоминантных болотных лесов с участием болотного кипариса, вересковых и ольхи. При этом доминантами являются споры *Polypodiaceae* (до 36.5%). Значительно содержание пыльцы ели (до 25%), берез (до 20%) и ольхи (до 10%). Пыльцы вересковых около 10%. Для прослоев алевроитов и существенно песчаных разностей доминантами выступают сосновые (до 40%) и ильмовые (до 40%). Спор *Polypodiaceae* до 20%. Зачастую устанавливается значительное содержание пыльцы *Plex*. Такое распределение доминирующих таксонов может указывать на влияние как долинных, так и плакорных ассоциаций.

Для угленосных отложений дутканской свиты (N_1^{1-2} dt) характерны высокие содержания спор *Polypodiaceae* (до 20%), пыльцы березовых (до 30%) и вересковых (до 20%), что подтверждает широкое распространение в это время долинных лесов. Слои глин и алевроитов характеризуются экстремальными содержаниями пыльцы сосновых (до 40%), тсуги (до 15–20%), вересковых (до 20%), ольхи (до 10%). Для угольных слоев, имеющих землистую структуру характерно доминирование спор *Sphagnum* (до 25%). В слоях глинистых алевроитов преобладает пыльца сосновых (до 40%), тсуги (15–20%), вересковых (до 20%) и ольхи (до 10%). Для молодых по возрасту углей вместо *Polypodiaceae* характерно обилие спор *Sphagnum* (до 25%), что, возможно, отражается на структурно-текстурных особенностях угольных пластов, приобретении ими землистой структуры.

Таким образом, во второй половине палеогена и в неогене основную роль в растительном покрове играли сосновые и березовые, которые наряду с вересковыми и травянистыми обеспечили накопление углеобразующей массы. В миоцене среди покрытосеменных березовые восковниковые и ильмовые приобретают еще более заметную роль, чем в палеогене. По мере похолодания в среднем миоцене угленакпление на юге Дальнего Востока быстро сокращается, а к позднему миоцену прекратилось совсем и в плиоцене не возобновилось.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Углепроявление Снежногорское, представляющее собой небольшой фрагмент сохранившегося от эрозии месторождения, генетически связано с дутканской свитой (N_1^{1-2} dt аквитан-лангий).

Палинологически четко обособляются подугольная и угольная части разреза. Первая, охарактеризованная СПК-1, с участием сосновых, широколиственных представителей мелколиственной борсальной флоры и некоторых субтропических форм типична для отложений олигоцена Дальнего Востока России. СПК-2, характеризующий дутканскую свиту, отличается более высоким содержанием пыльцы термофильных растений в углистых глинах. Их формирование происходило в период климатического оптимума первой половины миоцена. Структурно-текстурные особенности пород угольного ряда зависят от состава углеобразующих сообществ, так как образованы остатками высших растений и их смолистых выделений.

Накопление углеобразующей массы на Снежногорском углепроявлении в олигоцене и в первой половине неогена было обеспечено за счет широкого распространения олигодоминантных долинных лесов и благоприятных климатических условий.

Авторы признательны методисту палинологической лаборатории ПГО "Дальгеология" Н.Д. Литвиненко за возможность ознакомиться с палинологической коллекцией по Верхнезейской впадин, а также выражаем огромную благодарность М.А. Ахметьеву.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахметьев М.А., Белецкая С.В., Морозова В.Ф., Салун С.А. Палеогеновые и неогеновые отложения межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья // Сов. геология. 1969. № 7. С. 9–23.

Ахметьев М.А., Болотникова М.Д., Братцева Г.М., Красилов В.А. Стратиграфия и палеофлористика

опорного разреза кайнозоя Южного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 4. С. 61–75.

Ахметьев М.А., Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Шелудченко С.Д. Позднепалеогеновое похолодание на востоке СССР по палеоботаническим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Вып. 4. С. 87–100.

Барвенко В.А., Сорокин А.П. Кайнозойские отложения Верхнезейской впадины // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1977. С. 30–35.

Болотникова М.Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений Западного побережья Японского моря. М.: Наука, 1979. 196 с.

Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.

Варнавский В.Г., Седых А.К., Рыбалко В.И. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. Владивосток: Наука, 1988. 183 с.

Громова П.С. Спорово-пыльцевые комплексы отложений палеогена – неогена юга Приморья // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л.: Наука, 1967. С. 258–262.

Зива М.В., Лукашова Л.И. Палинологическая характеристика палеогеновых и неогеновых отложений Средне-Амурской впадины // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1977. С. 42–47.

Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 160 с.

Мамонтова И.Б. Спорово-пыльцевая характеристика и корреляция континентальных отложений Ушумунской впадины // Тр. Сах. компл. НИИ. ДВНЦ. АН СССР. 1975. Вып. 36. С. 32–40.

Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 160 с.

Седова М.А. Олигоценные спорово-пыльцевые комплексы Южного Приморья Дальнего Востока // Атлас олигоценных спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. М.: Госгеотоптехиздат, 1956. С. 51–69.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.582:551.791(262.5)

ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2000 г. П. В. Федоров

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

Поступила в редакцию 20.09.99 г.

На основании сравнительного анализа событий плейстоцена в Черном и Средиземном морях делается попытка уточнить стратиграфическую шкалу Средиземного моря, где слои (террасы) с тропической фауной моллюсков различаются только большей или меньшей степенью термофильности, что позволяет автору сопоставлять позднюю фазу чаудинской трансгрессии (и эпичауду) с сицилийской, а палеоузунларскую с милацской фазами Средиземного моря. Очевидно также соответствие узунлара и палеотиррена. Карангатский и черноморский трансгрессивные циклы полностью отражают события тиррена (рисс-вюрма) и фландрия.

Ключевые слова. Терраса, тиррен, милаций, сицилий, трансгрессия, регрессия, реджише, шебба, дуира, фландрий.

В разрезе черноморского плейстоцена уже давно известны слои с фауной моллюсков Средиземного моря. Соотношение этих слоев с солоноватоводными осадками и континентальными образованиями позволяют судить об их стратиграфическом положении в шкале плейстоцена всего Понто-Каспийского региона.

Еще в 1925 г. Н.И. Андрусов выделил в области Черного моря тирренскую террасу (Андрусов, 1956) известную после работ А.Д. Архангельского (Архангельский, Страхов, 1938) как карангатская. Я не собираюсь останавливаться на известных уже проблемах биостратиграфии и корреляции плейстоцена Черного, Каспийского морей и Средиземноморья. Главной своей задачей считаю возможную корректировку средиземноморской шкалы, изучая ее сквозь призму последовательности событий в Черном море, отчасти в Каспии.

Пусть не покажется подобный путь исследования странным, но, по-видимому, только сравнительный стратиграфический анализ или анализ последовательности событий в Черном и Средиземном морях (а следовательно, в Мировом океане) позволяет уточнить шкалу плейстоцена Средиземноморья. Очевидно, что число средиземноморских трансгрессий в Черном море может быть либо равно средиземноморским, либо быть меньше, поскольку не все уровни превышали Босфорский порог. Поэтому полагаю, что в Средиземном море не может быть межледниковых трансгрессий меньше, чем в Черном.

В настоящее время в области Черного моря имеются следующие твердо установленные горизонты, содержащие средиземноморскую фауну моллюсков: черноморский, карангатский, узунларский и не всеми принимаемые палеоузунлар-

ский и эпичаудинский. Такое рассмотрение целесообразно провести в ретроспективном плане, так как ближние к нам события лучше известны.

Голоценовая трансгрессия получила от А.Д. Архангельского (Архангельский, Страхов, 1938) название *древнечерноморской*. Позднее все этапы развития Черного моря в голоцене были выделены как черноморская послеледниковая трансгрессия. Геологические и геоморфологические следы этого события хорошо сохранились, как в береговой полосе, так и на мелководьях шельфа. Это позволяет объективно судить о последовательности осцилляций на фоне трансгрессивного цикла.

Ускорение фландрской трансгрессии Средиземного моря (Океана), произошедшее около 8–9 тыс. лет назад привело к постепенному переливу через Босфорский порог в Черное море соленых вод и вселению в него средиземноморской фауны. Вероятно, это событие, произошедшее около 9 тыс. лет, и следует рассматривать как начало черноморской голоценовой трансгрессии. Несомненно, что в Средиземном море ускорение фландрской трансгрессии проявилось ранее и на более низких уровнях, а также без каких-либо существенных фаунистических изменений.

В развитии черноморской послеледниковой трансгрессии выделяется два основных цикла – древнечерноморский с уровнем на 10–20 м ниже современного и пониженной соленостью и новочерноморский – максимальный, когда уровень превысил современный по меньшей мере на 2 м, а соленость увеличилась на 20‰, т.е. была выше современной¹.

¹ Соленость Черного моря вне опресненных зон равна 18‰.

Древнечерноморскому циклу соответствуют обычно глинистые осадки с бедной средиземноморской фауной, залегающие непосредственно на новозвксинских глинах с сильно обедненной каспийской и пресноводной фауной. Отложения новочерноморского цикла представлены прибрежными песками, галечниками и ракушей. Характер отложений указывает на частые осцилляции уровня в ходе трансгрессии и абразии берегов, что привело к формированию новочерноморской террасы максимального уровня около 4 м (местами 5 м)² и более низких берегов валов и баров, расположенных в том числе и на мелководьях шельфа.

Не исключено, что новочерноморский максимум имел два положительных уровня на близких высотах. При этом первый максимум был длительным, а второй кратковременным. Это следует из изучения террасы в Казантипском заливе северного берега Керченского полуострова (подробнее см. Федоров, 1963, с. 33, фиг. 21). Эти максимальные уровни (или уровень) Новочерноморской трансгрессии, по-видимому, отвечают высшему уровню фландрской трансгрессии в Средиземном море и Мировом океане и должны датироваться также в 5–5.5 тыс. лет. Бесспорно, что вообще все межледниковые трансгрессии Океана и Средиземного моря, проникавшие в Черное море, были синхронны с первыми.

В новочерноморское время были осцилляции уровня. Основными из них являются фанагорийская регрессивная фаза (от 2.5–3 тыс. лет до начала нашей эры), достигшая 5–6 м (по некоторым данным 7–8 м) ниже современного уровня и нимфейское повышение уровня где-то в конце первого – начале второго тысячелетия н.э., превысившее современный уровень на 0.5–1 м.

Сравнение кривых колебаний уровня Черного моря и Океана в голоцене показывает их большое сходство, и если бы не фанагорийская регрессия, вместо которой на кривых Файрбриджа (Клиге и др., 1998) показано кратковременное повышение уровня, их можно было бы считать аналогичными. Но понижение уровня Черного моря до отметок минус 5–6 м хорошо обосновано геологическими и археологическими данными, позволяющими определенно говорить о времени и масштабах этого события.

Обращаясь к нашей основной задаче, здесь следует заметить, что повышение уровня Океана (Средиземного моря) и фанагорийское время на 1–2 м выше современного, является спорным и Черное море здесь представляет хороший корриктив.

² Высота террасы 4–5 м вовсе не указывает на то, что уровень моря был до 5 м, так как штормовой заплеск, создающий террасу и ее волноприбойную линию всегда выше на 2 м и более уровня моря.

Надо напомнить, что ряд исследователей затопленные морем древнегреческие строения, расположенные сейчас на глубинах 5–7 м, рассматривают как свидетельство тектонических опусканий. Однако это наблюдается на побережьях Кавказа, Крыма, Южной Украины, Болгарии, в то время как более древняя новочерноморская терраса в этих же местах располагается на одном уровне 4–5 м и не несет следов проявления тектоники.

Таким образом, последняя межледниковая глобальная фландрская трансгрессия в своей максимальной фазе отразилась в Черном море в виде черноморской трансгрессии с двумя основными фазами – древнечерноморской и новочерноморской.

Предшествующий момент истории связан с развитием во впадине Черного моря новозвксинской трансгрессивной фазы, которая не была связана с вторжением соленых вод Средиземного моря или сбросом солоноватых вод из Каспия. Она была вызвана некоторой стабилизацией уровня Средиземного моря (Мирового океана) на глубинах 25–30 м в интервале времени 8–10 тыс. лет и подпором в районе Босфорского пролива опресненных вод из Черного моря. Характер новозвксинских отложений, их сильно опресненная фауна Каспийского типа, пыльца холодолюбивых растений свидетельствуют о прохладном (или умеренно-прохладном) климате, предшествовавшем потеплению фландрской трансгрессии.

Если в Средиземном море в конце тирренского века и в посттиррене формировались еще береговые террасы с теплолюбивой фауной, то в Черном море прекращение действия нижнего босфорского течения вызвало сброс вод из Черного моря, его опреснение за счет притока Каспийских вод из раннехвалынского бассейна и речных вод.

В начале позднего плейстоцена в Черном море развивается карангатская межледниковая трансгрессия, самая грандиозная и яркая страница истории, вызванная вторжением соленых и теплых вод тирренской трансгрессии Средиземного моря и Океана. Это явление происходит сразу же после завершения послезуналарской регрессии, имевшей большое историко-геологическое значение. Ряд зарубежных и русских исследователей полагают, что эта регрессия, разделяющая средний и верхний плейстоцен, соответствует рисскому оледенению альпийской ледниковой шкалы (рисс-II).

Карангатская трансгрессия развивалась в два основных этапа: раннекарангатский и позднекарангатский (или основной). Первый этап характеризовался распространением моря в понижения рельефа, созданные во время постузуналарской регрессии. Соленость моря еще не достигла максимума, отлагались преимущественно глинистые осадки. После непродолжительной регрес-

сии, когда формировались дюнные пески и другие континентальные образования, наступила основная фаза карангатской трансгрессии, сопровождавшаяся наибольшим увеличением площади и уровня моря, достигшего, вероятно, высоты на 5–7 м выше современного уровня. Соленость увеличилась до 30‰, что способствовало вселению из Средиземного моря стеногалинной фауны моллюсков. Соленое море распространилось в приустьевые участки рек на всех берегах.

На регрессивной стадии развития карангата отлагались грубые прибрежные отложения, преимущественно с переотложенной ракушей, которые иногда рассматривают в качестве самых верхов этого горизонта.

Двучленное строение карангатских отложений наблюдается на Керченском полуострове (Эльтиген, Чокрак) и на мелководьях шельфа, включая дно Керченского пролива (Федоров, 1978). Оно выражено двумя абразионно-аккумулятивными террасами на Кавказском побережье, где древнекарангатская терраса соответствует нижнему карангату, а позднекарангатская – верхнему. Высота древней волноприбойной линии первой около 18–22 м (на поднятых блоках до 30 м), а второй – 12–14 м. Однако раннекарангатская терраса не везде сохранилась и не всегда ее отложения содержат самый богатый стеногалинный комплекс фауны (Федоров, 1978). Наиболее полно представлена позднекарангатская терраса, которая присутствует почти на всех участках побережья. Это вполне понятно, поскольку именно вторая фаза карангатской трансгрессии была максимальной с наиболее стеногалинной и теплолюбивой фауной. Высота ранней карангатской террасы связана с поднятием побережья, произошедшим во время перерыва между двумя фазами трансгрессии.

Однако для наших целей важнее анализ основных разрезов карангата, где хорошо видно две фазы трансгрессии, разделенные дюнными песками с раковинами наземных моллюсков. Именно эти разрезы, даже с первого взгляда³ определяются как тирренские. Максимум трансгрессии и оптимум распространения стеногалинной фауны в Черном море во вторую – позднюю фауны карангата позволяют довольно уверенно коррелировать ее с главным тирреном (эвтирреном или реджише).

Здесь надо напомнить весьма важное указание Б. Керодрена (Keraudren, 1971) о необходимости понимания тиррена, как времени ресс-вюрмского межледникового, во избежание путаницы, которая

до сих пор еще существует с другими межледниковыми горизонтами, также содержащими тропическую фауну. Если такую корреляцию двух маркирующих горизонтов принять за основу, то можно полагать справедливым сопоставление нижнего карангата Черного моря с нижней частью тиррена Средиземного моря (дуира). Что касается верхов тиррена (неотиррен, шебба), то, возможно, что эта фаза просто не смогла распространиться в Черном море из-за Босфорского порога, а отразилась лишь в виде регрессивной фазы карангата.

Существование поздне- и посттирренских террас показала К. Сасо (Zazo, Goy, 1989) на восточном побережье Испании, что позволяет говорить об условиях соленого и еще теплого Средиземного моря на первых этапах послетирренской регрессии.

Не исключено, что некоторые из низких террас (2–4 м), в частности, Испании или Северной Африки могут быть поднятыми средневюрмскими, когда уровень Океана и Средиземного моря достиг минус 40 м. Также вполне возможно, что самая низкая терраса Средиземного моря, содержащая иногда *Strombus*, является голоценовой и отвечает его термическому максимуму (Paskoff, Sanlaville, 1983). Это следует хотя бы из того, что голоценовая новочерноморская терраса распространена очень широко на Кавказском побережье, в Крыму и на юге Украины.

Таким образом, сравнительный анализ разрезов карангатских и тирренских отложений позволяет вслед за Н.И. Андрусовым (Андрусов, 1956) говорить об их геологической синхронности, а современные данные показывают, что события карангата даже в деталях отражают развитие тирренской трансгрессии. Это же можно сказать и о полном отражении событий позднего фландрия в развитии черноморской голоценовой трансгрессии.

Как уже отмечалось, горизонты черноморского плейстоцена, содержащие средиземноморскую фауну, хорошо увязываются с подразделениями всего плейстоцена Понто-Каспия. Такое их положение дает основание судить и о последовательности горизонтов с тропической фауной в среднем и нижнем плейстоцене Средиземного моря, где, как известно, их палеонтологические характеристики различаются только большей или меньшей термофильностью фауны. Конечно, это не прямая корреляция, но более надежного пути пока нет. Большое значение имеют радиометрические датировки, но они не всегда согласуются с геологическими и геоморфологическими, являясь лишь хорошим дополнением. Столь привлекательное сопоставление террас по высотам не везде приемлемо из-за тектонических нарушений. Однако существование лестниц террас (террасовых рядов) – это реальность и с ней надо счи-

³ В 1982 г. мне пригласили руководить экскурсией Международного конгресса INQUA и на разрезе позднекарангатской террасы на Кавказе многие зарубежные ученые, хорошо знающие тиррен, в один голос воскликнули: “Это главный тиррен, эвтиррен”.

таться. Особенно эффективно это проявлено на равномерно поднятых побережьях, таких, как значительная часть Кавказского побережья и, возможно, северные берега Африки, где уже давно известен ряд средиземноморских террас на высотах 90–100 м, 60 м, 40 м, 30–35 м, 20 м, 10–12 м, 3–5 м. Обратите внимание, как близки (если не тождественны) эти цифры уровням черноморских террас Кавказа. Ведь это не случайность!

Рассмотрим последовательность событий до тиррена (карангата) в Черном море. Надо подчеркнуть, что послеузунарская (докарангатская) регрессия была не менее четким стратиграфическим репером нежели события карангата. Повсеместное усиление глубинной эрозии в низовьях всех рек Черноморского бассейна, включая долину Западного Маныча (Горецкий, 1970), переуглубление Босфора до абсолютных отметок минус 100 м – все это позволило последующей карангатской трансгрессии далеко проникнуть по долинам рек. При этом даже такие лиманы, как Западно-Манычский, были заселены солонолюбивой фауной (Попов, 1983).

Безусловно, что эта регрессия была вызвана регрессией Средиземного моря в предтирренское время (до формирования слоев дуира). У Ф. Цейнера (Zeuner, 1959) эта регрессия просматривается между двумя трансгрессиями: “тирренской” (“большой интергляциал”) и собственно тирреной (“главным монастирием” по Цейнеру).

Вот почему прав Б. Керодрен (Keraudren, 1971), предлагающий оставить название тиррен только для ресс-вюрмского (“последнего”) межледникового, иначе происходит путаница трансгрессий со стромбусовой фауной. Обычно эту регрессию связывают со вторым рисским (московским) оледенением. Вероятно, ее можно коррелировать с постузунарской регрессией Черного моря. Тогда появление средиземноморской фауны падает на узунларскую межледниковую трансгрессию, осадки которой лежат непосредственно на поздних (верхних) древнеэвксинских отложениях и часто с ними связаны постепенным переходом.

Надо заметить, что соотношение верхнего древнеэвксина и узунлара указывает, что в крупном плане это стратиграфический единый горизонт (эвксино-узунар)⁴. Важно, что редкие и наиболее эвригаллинные элементы средиземноморской фауны появляются уже в древнеэвксине, но массовое распространение солонолюбивой фауны происходит уже в самом узунларе.

Обращаясь к последовательности событий в Средиземном море, представляется возможным сопоставлять древнеэвксинские поздние и узунларские слои в полном объеме с осадками (терра-

сой) межледниковой трансгрессии, предшествовавшей тиррену. Эту трансгрессию я уже предлагал (Федоров, 1996) именовать мезотирренской, поскольку более древняя терраса называется палеотиррен. Однако проводимый здесь сравнительный анализ указывает на другое решение.

Развитие всего древнеэвксинско-узунарского цикла (эвксино-узунар-II) происходило в две фазы. Первая – это трансгрессия Черного моря в результате сброса в него вод из раннехазарского Каспия (второй фазы) и подпора уровня моря со стороны Босфора нарастающей трансгрессией. Вторая фаза представляла собой максимальное распространение и осолонение Узунларского моря в максимум средиземноморской межледниковой трансгрессии. Существование в Черном море предшествовавшего эвксино-узунару-II аналогичного двучленного цикла (эвксино-узунар-I) достаточно очевидно.

Надо напомнить, что на Кавказском побережье (устья рек Небуг, Аше, Макопсе и др.) имеется еще ранняя древнеэвксинская терраса, поднятая до 60 м, и прислоненная к ней палеоузунарская терраса высотой 45–50 м, которые обоснованы (Федоров, 1978) биостратиграфически. Ниже их располагаются древнеэвксинская поздняя (40–43 м) и узунларская террасы (35–37 м), более широко развитые почти повсеместно на Кавказе.

Подтверждением двучленного строения среднего плейстоцена Черного моря (эвксино-узунар-I и II) являются результаты обработки материалов бурения НИС “Гломар Челленджер”, проведенного в 1975 г. в глубоководной части Черного моря. Здесь в непрерывном разрезе авторы русского издания “Геологической истории Черноморского бассейна” (1980) А.П. Жузе, Е.В. Мухина, Е.В. Коренева установили по диатомеям и споропыльцевым данным ниже бесспорного карангата еще три фазы осолонения и потепления, которые хорошо сопоставляются с узунларом, палеоузунарлом (оба средний плейстоцен) и эпичаудой (нижний плейстоцен).

Любопытно, что и в Мировом океане в среднем плейстоцене отмечается две крупные трансгрессии с возрастом 300 тыс. лет и 200 тыс. лет, сопровождавшиеся потеплением воды Океана, синхронных изменениям солнечной активности (Клиге, 1998, по Файрбриджу и Миланковичу). Двучленное строение среднего плейстоцена в крупном плане имеет и шкала континентальных отложений Русской равнины (Васильев, 1997). Таким образом, события в Черном море, произошедшие перед карангатской трансгрессией, представляют собой, вероятно, полное отражение событий межледниковой трансгрессии (тиррен-I, по Цейнеру, 1959) и последовавшей за ней регрессии (ресс-II).

⁴ Так я неоднократно называл в своих работах, хотя сейчас не настаиваю на этом.

Эти же события представляются Е. Бонифею (Bonifay, 1975), как смена I максимальной трансгрессии эотиррена(?) с радиометрическими датами 160–170 тыс. лет, регрессией, за которой следует максимум тиррена с возрастом 120–90 тыс. лет (рисс-вюрмский тиррен или тиррен в узком смысле). Указанный автор отмечает, что позднее, уже в вюрме, происходит формирование более низких террас, еще содержащих стромбусовую фауну с возрастом 70–32 тыс. лет, которые он помещает в неотиррен. Очевидно, что это уже не рисс-вюрмский тиррен, а более молодые террасы, которым в Черном море отвечает посткарангатская регрессия. Поэтому нельзя объединять их в понятии тиррен, как и более древние отложения (палеотиррен), что недавно сделано А.А. Свиточем, А.О. Селивановым и Т.А. Яниной (1998). Это уже шаг назад. Казалось бы, что неотиррен вообще не следует называть тирреном, а скорее посттирреном. Также следует отказаться от названия мезотиррен, который у Цейнера назван тиррен-I, у Е. Бонифея (Bonifay, 1975) “первый максимум трансгрессии”.

Судя по событиям в Черном море, именно узунлар, а не более древний – палеоузунлар есть отражение палеотирренской трансгрессии, поскольку оба эти события происходили перед тирреном – карангатом. Следовательно, в Средиземном море должна была развиваться перед тирреном регрессия, синхронная постузунларской регрессии Черного моря.

Межледниковая трансгрессия Средиземного моря в интерстадиале рисса не могла не существовать! Иначе не было бы узунларской трансгрессии Черного моря, соответствовавшей одинцовскому потеплению (или межледниковью, рисс-I – рисс-II) с датой 180–200 тыс. лет.

Следует заметить, что для тиррена-I (следовательно, палеотиррена) Ф. Цейнер (Zeuner, 1959) приводит два уровня террас 30–35 м и 40–45 м, которые аналогичны соответственно узунларской и поздней древнеэвксинской террасам. Я не собираюсь это сходство высот брать за основу корреляции, но ведь такое явление не случайно, как и совпадение всех уровней черноморских террас на Кавказе с террасами Средиземного моря. Придется признать, что это связано не только с аналогичной цикличностью трансгрессий и регрессий, но и со сходными по природе и амплитуде поднятиями больших участков побережий обоих бассейнов.

Далее рассмотрим также в ретроспективном плане более ранние события, предшествовавшие риссу, которому в Черном море соответствовала регрессия. Она просматривается геоморфологически по соотношению ранней и поздней древнеэвксинских террас (60 м и 40–43 м). В результате блоковых движений на общем фоне равномерно-

го поднятия в районе устьев рек Аше, Макопсе, Небуг и других первая из них оказалась поднятой и не была перекрыта поздней древнеэвксинской и узунларской террасами, как это имеет место на значительных участках побережья Кавказа.

Палеоузунларская трансгрессия в Черном море – это максимальная стадия большого ранне-древнеэвксинско-палеоузунларского цикла, который развивался после весьма длительной венедской регрессии (миндель). Эта регрессия была и в Каспии. Она представляла собой крупный историко-геологический рубеж, который хорошо выявляется и на основании тектонических данных, и палеонтологического анализа. Изменение фауны моллюсков на этом рубеже (баку – нижний хазар или нижний древний эвксин) имело эволюционный характер, что, безусловно, указывает на его длительность.

Об этом событии можно говорить только в связи с историей Средиземного моря, где оно не могло не быть. У Ф. Цейнера (Zeuner, 1959) это первое межледниковье (миндель – рисс?) и милацций. Но милацций по изотопно-кислородной шкале древнее, вероятно, порядка 350–400 тыс. лет?

Если основываться на сравнительном анализе высов террас, полагая, что участки, где они распространены сходны по своей тектонической природе, то получается поразительное совпадение ранней древнеэвксинской террасы и прислоненной к ней палеоузунларской на Кавказском побережье Черного моря, на уровнях 60 м и 50 м с милаццкой террасой, имеющей такую же высоту и, как известно, обычную, не холодолюбивую (как сицилийская) фауну моллюсков. Хотя я уже в нескольких публикациях и сопоставлял милацций с верхами чауды (эпичаудой), сейчас полагаю, что этот вопрос требует изучения. Если такое предположение окажется верным, то не надо вводить новое название – мезотиррен, так как узунлар надо будет рассматривать как отражение палотиррена. Так полагал М.В. Муратов (1960), так думал в 1961 г. и П.В. Федоров (Fedorov, 1964). Необходимо иметь в виду, что узунларская трансгрессия (или эвксино-узунлар-II в целом) представляли собой крупный трансгрессивный цикл, но он не сопровождался таким значительным осолонением, как карангат, не потому, что сама трансгрессия была меньше, а скорее из-за значительного поступления во впадину Черного моря Каспийских вод по Манычскому проливу и разбавления средиземноморских вод. Это же, по-видимому, имело место и в более раннем цикле – эвксино-узунларе-I. Карангатская трансгрессия развивалась в других условиях, когда поступления каспийских вод не было. Именно эти события привели к тому, что палеоузунларская и узунларская трансгрессия не так ярко выражены в истории Черного моря, нежели карангатская, хотя

они отражают, видимо, не менее значимые процессы в истории Средиземного моря.

Кроме сравнительного анализа высот террас (террасовых рядов), весьма перспективно использовать и степень их денудированности. Ведь если взглянуть на Кавказские берега Черного и Каспийского морей, то поражает не то, что здесь подняты древние береговые линии, а то, что они расположены на близких уровнях почти на всем побережье. Так, бакинская терраса на берегу южного Дагестана и северного Азербайджана находится на уровне 200–220 м и только местами на локальных поднятиях – 230–250 м (Юго-Восточный Кавказ). Такой общий фон поднятия Каспийского побережья почти от Махачкалы и до Ашперонского полуострова связан с общим воздыманием Кавказа, происходившим, вероятно, параллельно со складчатыми деформациями. Так же можно говорить об общем воздымании и поднятии террас и на Черноморском побережье. На ряде участков в результате блоковых движений их высоты изменены на 5–20 м и даже 40 м. Ясно видна различная сохранность террас. Так, бакинская терраса на Каспии чаще представлена останцами, которые увязываются визуально в одну поверхность, нижнехазарские террасы сохранились лучше и т.д. На Черноморском побережье Кавказа чаудинская терраса в виде останцов прослеживается на уровне 95–100 м на значительном протяжении и сохранилась значительно хуже более молодых уровней эвксино-узунар. Позднекарангатская терраса очень мало деформирована и на уровне 12–14 м прослеживается почти на всем побережье.

Создается впечатление, что более древние террасы, чем раннеплейстоценовые, практически не сохранились в рельефе и от них остались редкие столообразные возвышенности. Вероятно, это общее явление, связанное со степенью денудации. Возможно, что чаудинская терраса в этом отношении больше напоминает сицилийскую, также находящуюся на уровне 100 м, чем милаццкую, сохранившуюся лучше. Но, конечно, все это весьма проблематично, и уверенно коррелировать чауду с теплым сицилием или милацием спорно.

Что касается прохладной фауны сицилия, то это еще не говорит о природе самой террасы. Ясно, что только в результате абразии, следовательно, трансгрессии и последующего поднятия могла сформироваться эта терраса. Можно полагать, что она также связана с циклом межледниковой (или межстадиальной) трансгрессии, происходившей в условиях умеренного и прохладного климата. Ведь развивалась уже фландрская трансгрессия не в жарком климате и подняла свой уровень от минус 100–130 м до плюс 2 м.

Следует отметить отражение этих событий в Черном море, где чаудинская трансгрессия, очевидно, протекала так же, как и последующие ей эвксино-узунарские циклы. Разрезы чауды на Керченском и Таманском полуостровах (Федоров, 1978, 1993) иллюстрируют развитие трансгрессии, абразии берегов и образование террасы, которая затем была поднята и за истекшее время подверглась денудации. Данный процесс был вызван подпором уровня со стороны Босфора средиземноморской межледниковой трансгрессией.

Учитывая вероятную синхронность этих явлений, мы можем судить о климатических условиях того времени. Начало развития чаудинской трансгрессии проходило в сравнительно прохладных условиях (нижняя чауда на северном берегу Таманского полуострова и в основании разреза мыса Чауда). В оптимум трансгрессии было потепление, о чем можно судить по характеру верхнечаудинских отложений и их фауне моллюсков. Многие раковины здесь как черноморского происхождения, так и каспийские иммигранты покрыты карбонатной корочкой, указывающей на насыщенность вод углекислым кальцием, а в Каспии в верхах бакинских отложений, синхронных чауде, наблюдается гигантизм раковин, также указывающий на теплые климатические условия.

В кровле верхнечаудинских отложений развиты слои, так же содержащие солоноватоводные кардииды; здесь встречены и некоторые элементы фауны Средиземного моря. В.В. Янко (1989) обнаружила планктонные фораминиферы, а А.Л. Чеплыга (1997) находил даже *Cardium edule*. Такую же фауну данные исследователи приводят и для верхнечаудинских отложений некоторых участков Кавказского побережья (мыс Идукопас и др.). Присутствие морской фауны в кровле чауды известно давно: Цвирмагал в Грузии (Гурия), район Гелиболу и Мюрефте-Хора в Дарданеллах.

Таким образом, солоноватоводная чаудинская трансгрессия в Черном море завершилась образованием бассейна, куда проникали через Босфор некоторые солонолюбивые организмы. Эпичаудинский бассейн (а по А.Л. Чепалыге – Карадениз) возник в результате подпора уровня со стороны Средиземного моря, по-видимому, в его максимальную сицилийскую фазу.

Рассматривая геологическую историю Черного моря как отражение событий в Средиземном море (Европе, Океане), надо помнить, что мы имеем здесь также и отражение истории Каспия, а значит и огромных территорий Русской равнины и закаспийских пустынь и степей. Поэтому Черное море представляет собой уникальный на Земле внутренний бассейн, который является бесспорным стратотипическим регионом не только для Европы, но и Западной Азии.

Основные события плейстоцена в Черном и Средиземном морях (схема)

Уровень Океана по А.О. Селиванову (Клиге и др., 1998)	Средиземное море по литературным данным в интерпретации автора		Черное море		Русская равнина (горизонты по Ва- сильеву, 1997)
Высокий	Фландрская трансгрессия (от –30 м до +2 м)		Черноморская трансгрессия (от –20 м до +2 м)		
Низкий (глубо- кая регрессия)	Раннефландрская трансгрессия (от –50 м до –30 м)		Новоэвксинская трансгрессивная фаза (стабилизация уровня на отметках –40 м, –20 м)		Валдайский
	Гримальдийская регрессия (до –100 м, –130 м; максимум вюрма)		Посткарангатская регрессия (максимум – –90 м) вюрм		
	Посттирренские осцилляции уровня (неотиррен, ульджа?)		Регрессивные стадии Карангатского моря (сужоуж За- падного Маньчжа; тарханкут)		
Самый высокий	Тирренская транс- грессия (рисс – вюрм)	Шебба	Карангатская трансгрессия (рисс – вюрм)	Главная (поздняя) фаза трансгрессии до +5, +7 м	Микулино
		Главная фаза трансгрессии (Ред- жише, Эвтиррен) до +5 м, +7 м		Ранняя карангатская фаза	
		Дуира			
Низкий	Регрессия (рисс-II)		Постузунарская регрессия (рисс-II)		Московский
Высокий	Палеотирренская трансгрессия		Узунарская трансгрессия		Одинцовский
Низкий	Регрессия (рисс-I)		Древнеэвксинская трансгрессия вторая		Днепровский
Регрессия (рисс-I)					
Высокий			Милаццская трансгрессия (миндель – рисс)		Палеоузунарская трансгрессия
			Древнеэвксинская трансгрессия первая		
Очень низкий	Римская регрессия крупная (миндель)		Венедская регрессия крупная		Окский
Высокий	Сицилийская трансгрессия (теплая фаза, кромер(?))		Чаудинская трансгрессия	Эпичаудинская фаза	
	Ранняя сицилийская фаза			Главная чаудинская фаза	
				Ранняя чаудинская фаза	
Низкий	Крупная, длительная регрессия (гюнц)		Крупная, длительная регрессия (=тюрянской регрессии Каспия, гюнц)		

В заключение должен сказать, что предлагаемые построения вполне очевидны, а некоторые и бесспорны, но корреляция событий в среднем, особенно раннем, плейстоцене требует еще дополнительных и глубоких исследований.

Таблица дает представление об основных выводах, однако автор сознает проблематичность некоторых из них, как и непостоянство отдельных положений нашей науки вообще.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрусов Н.И. Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря. Избр. труды. М.: Наука, 1956. Т. IV. С. 143–162.
- Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
- Васильев Ю.М. Принципиальная схема стратиграфии среднего и верхнего плейстоцена страторегиона Подмосковья и Центральной России // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 40–46.
- Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 201 с.
- Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М.: Наука, 1970. 490 с.
- Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.
- Муратов М.В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря // Бюл. МОИП. Отд. геолог. 1960. Т. 35. Вып. 5. С. 107–123.
- Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 215 с.
- Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. М.: Изд-во МГУ, 1998. 289 с.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 88. 197 с.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 164 с.
- Федоров П.В. Ранний плейстоцен Понто-Каспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 137–143.
- Федоров П.В. Понто-Каспий как возможный страторегион плейстоцена Европы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 99–104.
- Чепалыга А.Л. Детальная событийная стратиграфия плейстоцена Черного моря // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 196–201.
- Янко В.В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия (классификация, экология, стратиграфия, история развития). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1989. 51 с.
- Bonifay E. Era quaternaria detinifion limites et subdivisions sur la base de la chronologie mediterrannee // Bull. Soc. Geol. France. 1975 (7). № 3. P. 380–393.
- Fedorov P.V. Biostratigraphy of the Quaternary marine deposits of the Ponto-Caspian region. Rep. VI international congress on Quaternary. Warsaw. 1964. V. II. P. 77–88.
- Keraudren B. Les formations quaternaires marines de la Grese // Bull. Musee Prehist. Monaco. 1971. V. 16. 17. P. 176.
- Paskoff R., Sanlaville P. Les côtes de la Tunisie variations du niveau marin depuis le Tyrrhenian Maison de l'Orient Méditerranéen. Lion. 1983. 190 p.
- Zeuner F. The Pleistocene Period. Hutchinson scientific, technical. London, 1959. 447 p.
- Zazo C., Goy J.L. Sea-level in the Iberian peninsula during the last 200 000 Years Late Quaternary Sea-level Correlations Applications / Scott D.B., Pirazzoli P.A., Honig C.A. (eds). NATO ASI Series Dordrecht e.a. Kluwer Acad. Publ. 1989. P. 27–39.

Рецензент М.Н. Алексеев

УДК 550.93:551.79(459.4)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОХРОНОЛОГИИ ПАЛЕОЛИТА ЮЖНОГО ЛЕВАНТА (БЛИЖНИЙ ВОСТОК)

© 2000 г. С. А. Лаухин*, А. Ронен**, В. А. Ранов***, Г. А. Поспелова****,
Я. М. Бурдукевич*****, З. В. Шаронова*****, В. А. Волгина*****,
О. А. Куликов*****, В. К. Власов*****, А. Цацкин**

*Институт проблем освоения Севера СО РАН, 625003 Тюмень, п/я 2774, Россия

**Институт археологии Зинмана, университет Хайфы, Монт Кармел, Хайфа 31905, Израиль

***Институт истории, археологии и этнографии, 734025 Душанбе, ул. Рудаки, 33, Таджикистан

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

*****Университет Вроцлава, Вроцлав, ул. Свска, 18, Польша

*****Институт криосферы Земли СО РАН, 625003 Тюмень, п/я 2774, Россия

*****Московский государственный университет, 119899 Москва, Воробьевы горы, Россия

Поступила в редакцию 28.10.98 г., получена после доработки 29.03.99 г.

Исследованы разрезы некоторых палеолитических местонахождений. На радиотермолюминесцентное (РТЛ) датирование образцы были отобраны из разрезов: Иирон, Табун, Хабоним, Бизат Рухама. Обсуждается геологическая позиция этих местонахождений и влияние ее на строение разрезов. Базальт в местонахождении Иирон датирован К/Аг 2.4–2.5 млн. лет. Получены даты для надбазальтовых слоев. Красные глины в 25 м ниже подошвы базальта имеют РТЛ-дату 2800 ± 700 тыс. лет. Даты пещеры Табун, полученные РТЛ-методом для слоев С и Е, отличаются хорошей сходимостью с интервалами дат, полученных ТЛ-методом. Это позволяет надеяться, что РТЛ-даты, впервые полученные для слоев F (480 ± 120 тыс. лет) и G (610 ± 150 и 630 ± 160 тыс. лет), близки к реальным. Близ кибуца Хабоним вскрывается разрез второго куркара, который перекрывает песчаники третьего куркара и линзу отложений, разделяющих песчаники этих куркаров. Отложения от верхов третьего до низов второго куркара формировались приблизительно 160–30 тыс. лет назад. Особое внимание уделено стоянке Бизат Рухама, датированной по палеомагнитным данным верхней частью эпохи Матюяма.

Ключевые слова. Палеолит, геохронология, геология палеолита, радиотермолюминесцентное датирование, палеомагнитные исследования, хамра, куркары, Южный Левант.

ВВЕДЕНИЕ

На Земном шаре есть несколько районов палеолита, с которыми так или иначе, иногда успешно, часто – не очень, коррелируются не только стоянки палеолита всего мира, но также связаны возможности решения многих проблем стратиграфии антропогена. К этим районам относятся прежде всего Восточная Африка, Китай, Ява и Левант. Последний изучен наиболее детально. Здесь работали такие классики мирового палеолитоведения, как Д. Гаррод, Р. Невилль, А. Руст, А. Маркс и многие другие специалисты, обеспечившие высочайший уровень исследований и сделавшие этот район эталонным для других районов развития раннего и среднего палеолита. И в наши дни именно в Леванте в один сложный узел сплетаются многие проблемы, общие для всего палеолитоведения: смена различных палеолитических культур, применение новых методов датирования культурных слоев и т.д.

Вместе с тем, в отечественной литературе геология палеолита Леванта освещена крайне скуд-

но. Если по Северному Леванту еще имеется некоторое количество публикаций, то по Южному Леванту, где сосредоточены основные памятники раннего и среднего палеолита, после блестящей сводки И.И. Коробкова (1978), уже более двадцати лет почти ничего на русском языке не публиковалось. Этот пробел в русскоязычной научной литературе стал особенно заметен в последнее десятилетие, когда поступление зарубежной литературы в российские библиотеки резко сократилось. Между тем, корреляции палеолита Леванта со среднеазиатским и сибирским палеолитом предпринимались неоднократно (Ранов, 1988; Деревянко, Маркин, 1998 и др.) и продолжают в настоящее время. Поэтому пробел в публикациях по Леванту в России становится все ощутимее. Попыткой частично заполнить этот пробел является данная статья, написанная международным коллективом авторов. С.А. Лаухин и В.А. Ранов в разные годы по два сезона участвовали в полевых работах по изучению геологии палеолита Южного Леванта. А. Ронен более тридцати лет занимается этими

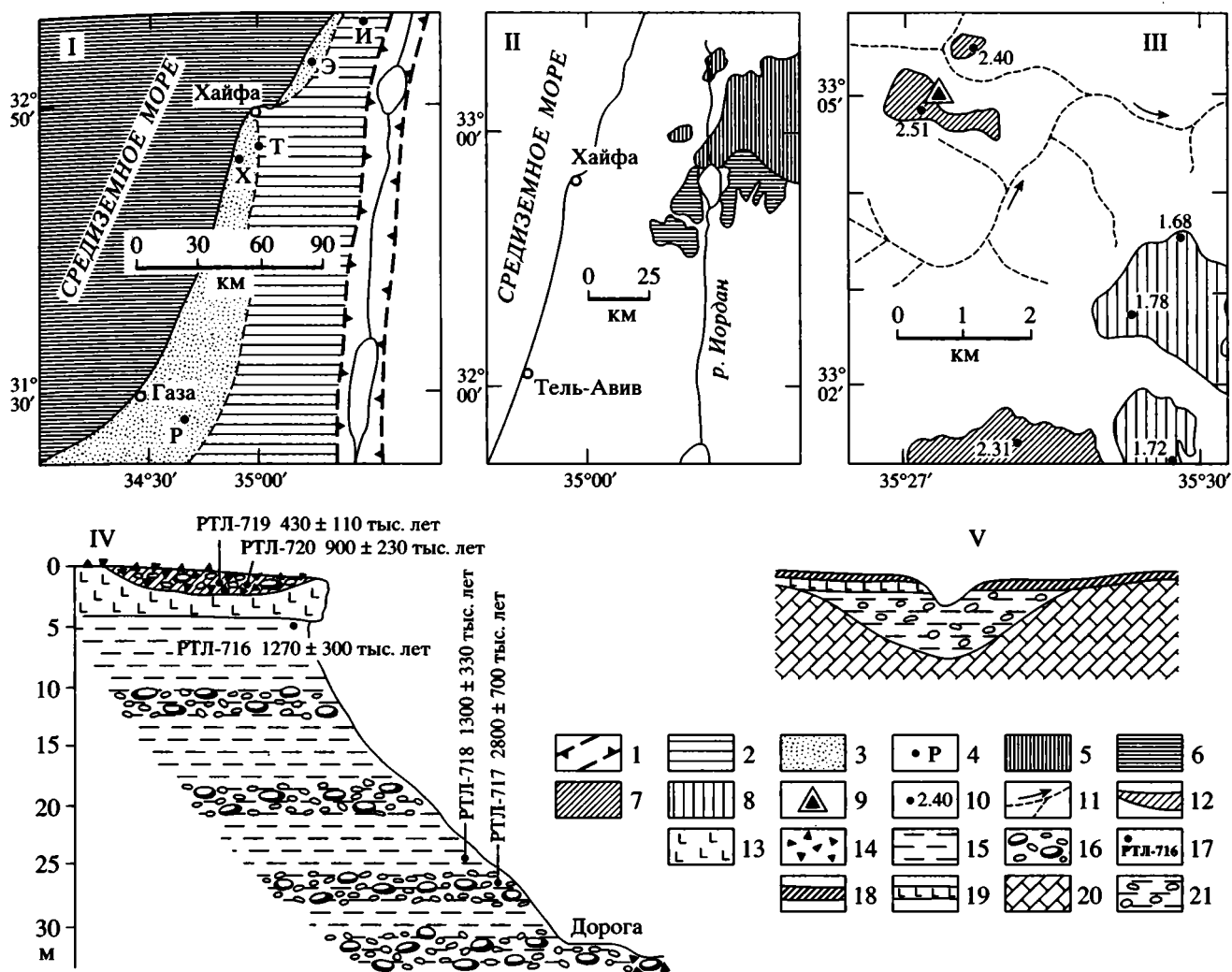


Рис. 1. Разрезы палеолитических месторождений Израиля. I – Разрез Базит Рухама, где проведены палеомагнитные исследования; II – расположение плиоцен-четвертичных базальтов в Южном Леванте древнее и моложе 4 млн. лет (по Weinstein-Evron et al., 1995); III – расположение базальтов, возраст которых 2.3–2.6 млн. лет и 1.7–1.8 млн. лет в районе кибуца Ииرون (по Ronen, 1991); IV – строение разреза в местонахождении Ииرون; V – схема соотношения кайнозойских отложений в районе местонахождения Ииرون.

1–4 для I: 1 – рифтовая долина Иорданского рифта, 2 – возвышенности и горы западного плеча Иорданского рифта, 3 – приморская равнина, 4 – разрезы, обсуждаемые в статье: И – Ииرون, Э – Эврон, Т – Табун, Х – Хабоним, Р – Бизат Рухама; 5–6 для II: 5 – базальты древнее 4 млн. лет, 6 – базальты моложе 4 млн. лет; 7–11 для III: 7 – базальты, датированные 2.3–2.6 млн. лет, 8 – базальты, датированные 1.7–1.8 млн. лет, 9 – расположение местонахождения Ииرون, 10 – места отбора образцов на K/Ar-датирование (по Ronen, 1991), 11 – долины временных потоков; 12–17 для IV: 12 – суглинки темно-серые, буроватые, гумусированные, 13 – базальты, 14 – положение артефактов, обсуждаемое в статье, 15 – красноцветные глины; 16 – валунники и галечники, 17 – точки отбора образцов для РТЛ-датирования и даты; 18–21 для V: 18 – суглинки, 19 – базальтовый покров, 20 – карбонаты эоцена, 21 – красноцветные глины с валунно-галечными линзами.

проблемами и возглавлял многие экспедиции по изучению палеолита Израиля. Остальные авторы либо тоже участвовали в полевых работах по геологии палеолита Южного Леванта, либо проводили аналитическую обработку полевых материалов, собранных на территории Израиля. Здесь излагаются результаты лишь двух полевых сезонов.

В ходе полевых работ 1995 и 1996 гг. авторами изучены разрезы нескольких палеолитических

местонахождений Израиля. Из некоторых разрезов были отобраны образцы на радиотермолюминесцентное (РТЛ) датирование, а в одном из разрезов – раннепалеолитической стоянки Бизат Рухама – и на палеомагнитные исследования (рис. 1–I). РТЛ-датирование проведено в лаборатории дозиметрии, радиоактивности окружающей среды и радиотермолюминесцентного датирования Московского государственного университета

им. М.В. Ломоносова (Лаухин и др., 1996; Ronen et al., 1998). Анализы проведены по известной методике В.К. Власова и О.А. Куликова (Власов, Куликов, 1988; Vlasov, Kulikov, 1989). О палеомагнитных исследованиях подробно сказано ниже, при обсуждении разреза четвертичных отложений в районе стоянки Бизат Рухама.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК

Геологическое строение палеолитических стоянок Южного Леванта, в частности, количество, состав, залегание, сохранность (и/или нарушение) культурных слоев в них, в значительной степени зависит от положения стоянок (местонахождений) в структурах Иорданского рифта – северной ветви самой крупной из континентальных рифтовых систем – Африкано-Аравийской.

Иорданский рифт состоит из субмеридиональной цепочки грабенов узкой рифтовой долины, дно которой расположено существенно ниже уровня Мирового океана и содержит серию озер (крупнейшее из них Мертвое море и Киннерет), соединенных рекой Иордан. В пределах рифтовых грабенов культурные слои палеолитических стоянок и вмещающие их отложения сильно деформированы. Так, в стоянке Убейдия культурные слои залегают под углами до 75°. Стоянки в рифтовой долине нами специально не изучались и более подробно геологию палеолита этих стоянок мы здесь не рассматриваем.

Западное плечо Иорданского рифта¹ в неоген-четвертичное время испытывало сравнительно спокойное сводовое, местами сводово-глыбовое поднятие. Это поднятие привело к разрушению стоянок, располагавшихся на дневной поверхности; к разносу артефактов на значительные площади и к переотложению их; иногда, вероятно, многократному. Культурные слои некоторых раннепалеолитических стоянок здесь перекрыты базальтами, излияния которых связаны с рифтогенезом. Эти же поднятия приводили к формированию в карбонатных массивах западного плеча рифта многочисленных карстовых пещер. Некоторые из них содержат всемирно известные пещерные стоянки палеолитических людей: Кебара, Схул, Табун и другие.

С запада к поднятиям западного плеча рифта прислонена приморская равнина (рис. 1–I), сложенная морскими отложениями многочисленных трансгрессий Средиземного моря, переработанными разнообразными наложенными процессами. Из них наиболее ярко проявлены эоловые и почвообразовательные процессы. В результате всех этих процессов приморская равнина имеет

грядово-ложбинное строение. Гряды (как и разделяющие их ложбины) простираются параллельно берегу Средиземного моря и сложены песчаником с очень плотным карбонатным цементом. Реликты раковин и их детрита в песчанике свидетельствуют о цементации за счет карбоната разложившихся раковин моллюсков. Псамитовая составляющая песчаников имеет морское происхождение, но слоистость в них часто характерна для эоловых отложений. Эти гряды имеют местное название – “куркары”.

Происхождение куркаров дискуссионно. Для данной статьи не так важно, являются они следами трансгрессий моря (Коробков, 1978; Horowitz, 1979 и др.) или регрессий (Fagad, Ronen, 1974 и др.); были они первично береговыми валами моря, переработанными эоловыми процессами или прибрежноморскими дюнами. Для нас важно то, что куркары (и отложения, которыми они сложены) тем древнее, чем дальше они от современного берега моря. Всего насчитывают до одиннадцати куркаров. Особенности новейшей тектоники обусловили к северу от Хайфы сближенность куркаров. Там очень часто куркары наползают друг на друга и песчаники более молодых куркаров перекрывают отложения более древних (Коробков, 1978; Ronen, 1991). К югу от Хайфы куркары веером расходятся, удаляясь друг от друга тем больше, чем дальше к югу от Хайфы они находятся. Непосредственно южнее Хайфы иногда еще наблюдается наложение более молодых куркаров на более древние, но происходит это реже, чем к северу от Хайфы. На широте Газы и южнее древние (от восьмого или девятого) куркары погребены под более молодыми среднелейстоценовыми и раннелейстоценовыми субаквальными отложениями. Местами разрез венчается лёссово-почвенной серией, датируемой обычно (Brunis, Jaalon, 1979) поздним плейстоценом.

Во время образования гряд куркаров в ложбинах между ними иногда накапливались маршевые отложения. Этапы осадконакопления и активизации эоловых процессов сменялись этапами перерывов осадконакопления. Тогда на поверхности куркаров формировались древние ископаемые почвы, имеющие местное название – “хамра”. Хамрой завершается формирование куркара. Поэтому возраст ее тесно связан с возрастом куркара. Однако сохранились хамры преимущественно в погребенном состоянии. Накопление маршевых отложений завершалось с окончанием образования куркара. Тогда одна и та же хамра перекрывает куркар и маршевые отложения. Иногда маршевые отложения продолжали накапливаться и во время формирования хамры. Часто накопление маршевых отложений венчается глеевыми почвами, фациально замещающими хамру, или более молодыми там, где накопление маршевых

¹ Восточное плечо Иорданского рифта нами здесь не обсуждается.

отложений завершилось позже, чем образование "куркара".

Находки артефактов обычно приурочены к хамре или к верхним слоям маршевых отложений. Это позволяет предполагать, что время активизации эоловых процессов и образования куркаров было менее благоприятным для посещения палеолитическими людьми приморской равнины Южного Леванта.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ДАННЫХ

Стоянка Ииرون. Одним из наиболее ярких примеров местонахождений, располагавшихся на дневной поверхности в пределах западного плеча Иорданского рифта, является местонахождение Ииرون (рис. 1). Оно находится в Верхней Галилее. Там, севернее озера Киннерет, развиты базальты моложе 4 млн. лет (Weinstein-Evron et al., 1995). Среди них выделяется небольшой покров Ииرون-Авив (рис. 1-III), датированный по K/Ar 2.4–2.5 млн. лет (Ronen, 1991). Этот покров прорезан долиной временного потока Авив и образует две столовые возвышенности – останцы. Базальт, образующий останец у кибуца Ииرون, имеет дату 2.51 млн. лет.

Базальт перекрыт валунником с суглинком в заполнителе (видимая мощность 1–2 м, рис. 1-IV). Суглинок темно-серый, буроватый, на всю мощность равномерно (интенсивно) гумусирован. Структура суглинка мелкокомковатая, комочки (2–3 мм) остроугольные. Вероятно, суглинок является педоседиментом, сформированным за счет переотложения ископаемой почвы, в основном горизонта А. Валунны мелкие (до 10–20 см), разноокатанные, обычно плохо-, реже среднеокатанные. Много галек, также плохоокатанных, и дресвы. Состав щебня, валунов и галек – базальты. Сортировка щебня и галек слабая, залегание горизонтальное. Сортировка создается, в основном, за счет количества заполнителя, – от базального до заполнения пор. За счет сортировки псефитов и их горизонтального положения наблюдается слабо выраженная горизонтальная слоистость. Среди псефитов часто наблюдаются артефакты ашеля. На артефактах плотная охристая оранжево-серая патина. Артефакты рассредоточены относительно равномерно. Концентраций артефактов или образования ими уровней залегания не наблюдается. Артефакты эти известны уже более 25 лет (Gilead, 1970; Ronen et al., 1974) и неоднократно описаны.

Для надбазальтовой толщи получены две даты: РТЛ-719 430 ± 110 и РТЛ-720 900 ± 230 тыс. лет (Лаухин и др., 1996). Датированные образцы отобраны в 265 см друг от друга почти на одном гипсометрическом уровне: более древний образец на

35–40 см выше более молодого. Равномерное распространение; хотя и слабо выраженная, но заметная, слоистость; равномерное распределение артефактов по толще, – все это свидетельствует о переотложении как пород, так и артефактов в них. Видимо, более молодая дата близка ко времени последнего переотложения, а более древняя – ближе ко времени первичного накопления пород. Возраст артефактов, скорее всего, находится в промежутке между 430 и 900 тыс. лет.

Здесь же, близ кибуца Ииرون, под покровом базальта с датой 2.51 млн. лет (рис. 1-III, 1-IV) А. Роненом найдены артефакты, которые по своему залеганию под датированным пластом базальта должны иметь возраст более 2.5 млн. лет и могут считаться на данном этапе наиболее древними в Евразии. Поскольку датировка артефактов основана, главным образом, на их положении под датированными базальтами, рассмотрим характер их залегания подробнее.

Базальты у кибуца Ииرون маломощные (2.6–4 м). Они подстилаются эоценовыми известняками, в которые врезаны неогеновые лога (рис. 1-V). Эти лога имели сток на юго-запад, в сторону Средиземного моря. Современные долины (в том числе долина современного потока Авив) имеют сток в долину р. Иордан. Уже это говорит о значительной древности ископаемых логов, погребенных под базальтами. Обсуждаемые лога заполнены красочетным пролювием – глиной кирпично-красной тощей с дресвой и щебнем. Верх глины под базальтом за счет прокаливания обесцвечены до глубины 50 см, а до глубины 5–10 см имеют стекловатую текстуру и карандашную столбчатую отдельность. Термическая переработка красной глины под базальтом не оставляет сомнений относительно большей древности глины по сравнению с базальтами.

В 23 м ниже подошвы базальтов в красной глине залегают линзы валунника мощностью 0.7–1 до 2–3 м. Валунник слабосортирован. Валунны изометричные, средне- и плохоокатанные, мелкие (до 20–25 см), много оглаженных глыб (50 см и более). Псефиты представлены местными известняками эоцена. Глина в валуннике буровато-красная, менее яркая, чем глина, вмещающая линзы. В валуннике много галек, щебня и дресвы, представленных также известняками. В одной из линз, приблизительно в 30 м ниже базальтов, обнаружены (Ronen et al., 1980; Runnaker et al., 1989) артефакты, сборы которых с тех пор неоднократно повторялись (Ronen 1991, 1996 и др.) и здесь не обсуждаются.

От базальтового покрова склон, сложенный красной глиной, спускается к дороге. Над дорогой в глине вскрывается валунно-галечная линза, отложения которой выходят и за дорогой, в дорожной выемке (рис. 1-IV). В этой выемке из бу-

Сравнение термолюминесцентных дат из слоев С–Е, согласно О. Bar-Yosef (1995) и N. Mercier et al., (1995) и радиотермолюминесцентных дат, полученных В.К. Власовым и О.А. Куликовым (Лаухин и др., 1996) по образцам, отобранным авторами статьи (в тыс. лет)

Слои	ТЛ-даты по О. Bar-Yosef (1995)*	ТЛ-даты по N. Mercier et al. (1995)*	РТЛ-даты
С	105–195	150–185	108 ± 27
С/D	–	190–270	–
D	190–260	235–290	–
D/E	–	240–290	–
E	до 350 и более	240–385	260 ± 60, 270 ± 60 340–80, 410 ± 110
F	–		480 ± 120
G	–		610 ± 150, 630 ± 160

* Средние цифры по сериям приведенных дат.

ровато-красной глины валунно-галечной линзы получены все прежние археологические находки, а в ходе полевых работ 1995 г. А. Роненом были сделаны дополнительные сборы артефактов.

Поскольку красная глина с линзами валунника и артефактами перекрыта базальтами, возраст глин и артефактов не может быть моложе 2.51 млн. лет. Для уточнения возраста глин (и артефактов в них) в ходе полевых работ 1995 г. С.А. Лаухиным и А. Роненом было отобрано три образца на РТЛ-датирование: один из кровли глин и два непосредственно выше местонахождения артефактов (рис. 1–IV). Два образца, взятые один в кровле (глины, обожженные базальтом) и второй – из глин в линзе валунника на глубине 23.7 м ниже подошвы базальтов, далее очень близкие и явно омоложенные (поскольку они намного моложе базальта, перекрывающего глину) даты: РТЛ-716 1270 ± 300 и РТЛ-718 1300 ± 330 тыс. лет. И только один образец, с глубины 25 м, также из линзы валунника, дал дату, близкую к реальному возрасту красных глин: РТЛ-717 2800 ± 700 тыс. лет. Пролувиальное заполнение ископаемых логов происходит очень быстро. Следов перерывов осадконакопления или изменения характера осадков в интервале 30 м ниже подошвы базальтов не наблюдалось. Поэтому можно считать возраст артефактов близким к дате РТЛ-717.

Причины омоложения дат, полученных для красных глин выше 25 м, чисто физические. Они являются предметом для обсуждения физиков – специалистов в изотопии и радиотермолюминесценции. Поэтому причины омоложения этих дат здесь нами не обсуждаются.

Стоянка Табун. Из пещерных отложений западного плеча Иорданского рифта даты получе-

ны для пещерной стоянки Табун, расположенной на западном уступе плато Кармел (рис. 1–I, 2).

Палеолиту пещеры Табун посвящена обширнейшая литература, в которой имеется несколько описаний разреза отложений пещеры Табун. Наиболее известны из них описания Д. Гаррод (Garrod, Bata, 1937), А. Иленика (Jelinek, 1973), И.И. Коробкова (1978) и А. Ронена (Ronen, 1996). Все описания хорошо увязываются между собой. Здесь мы принимаем описание разреза, опубликованное Д. Гаррод с выделяемыми ею слоями А–G (рис. 2), из которых в слоях С–D находится мустье, в Е – ашель–ябруд, в F и G – ашель, а внизу слоя G – тайяк. Для слоев В–У имеется много дат. Слои F и G до последнего времени не датировались. Известные в литературе даты слоев В–Е несколько различаются у разных авторов. Кроме того, существенно различаются даты, полученные разными методами: ЭПР-даты оказываются значительно моложе термолюминесцентных (ТЛ). Различия систематические и чем древнее отложения, тем больше диапазон различий. Все эти различия неоднократно анализировались (Bar-Yosef, 1992a, в 1995a, в; Bar-Yosef, Meignen, 1992; Mercier et al., 1995 и мн. др.). Нами были впервые отобраны образцы на РТЛ-датирование из слоев G и F, там, где эти слои практически не деформированы, и для сравнения с ранее полученными ТЛ-датыми – из глин слоя С и из разных подразделений песков слоя Е (рис. 2). В качестве сравнительного материала использовались ТЛ-даты слоев С–Е, опубликованные в наиболее поздних работах (Bar-Yosef, 1995a и Mercier et al., 1995) – см. таблицу.

Даты, полученные радиотермолюминесцентным методом для слоев С и Е, отличаются хорошей сходимостью с интервалами дат, полученных термолюминесцентным методом. Это позволяет считать даты, впервые установленные для слоев F и G, близкими к реальным. Они также не противоречат времени развития ашельской и тайякской культур, изученных из слоев F и G.

Разрез Хабоним. В районе Хайфы плато Кармел выходит к морю и делит приморскую равнину на две части. В южной части куркары расходятся веером к югу, но на севере южной части этой равнины еще бывают случаи напользания более молодых куркаров на более древние. В 20–22 км к югу от Хайфы (в 5 км к западу-юго-западу от пещеры Табун) близ кибуца Хабоним (рис. 1–I) карьером вскрыт разрез второго куркара, который здесь перекрывает песчаники третьего куркара и разделяющую песчаники этих куркаров линзу маршевых отложений. Строение разреза Хабоним не публиковалось, поэтому остановимся на его описании подробнее.

В разрезе Хабоним карьером вскрыты сверху вниз три толщи (рис. 3):

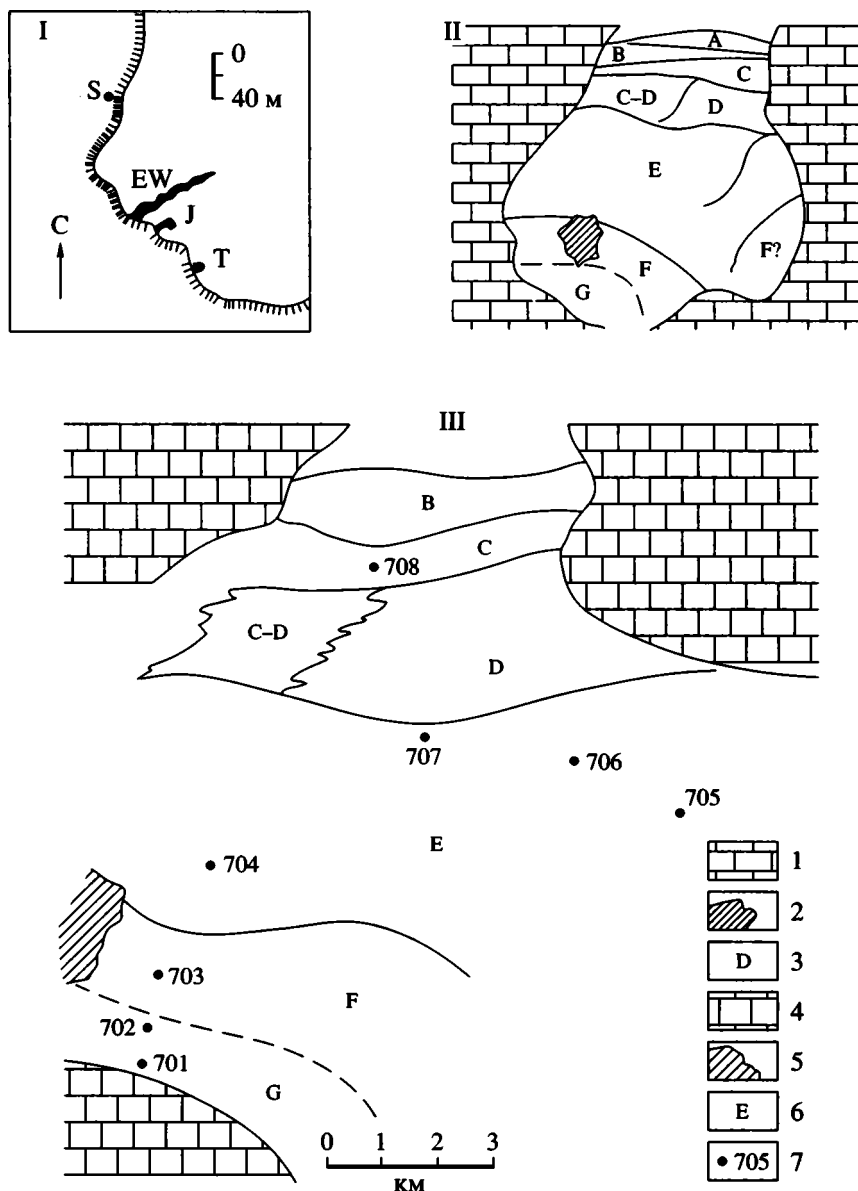


Рис. 2. Пещерная стоянка Табун

I – расположение стоянки Табун на западном склоне плато Кармел (по Ronen, 1996); пещерные стоянки: S – Схул, EW – Эл-Вади, J – Джамал, T – Табун; II – строение разреза пещеры Табун; III – места отбора образцов на РТЛ-датирование из отложений, вскрытых в разрезе пещеры Табун.

1–3 для II: 1 – карбонаты, 2 – каверна, 3 – индексы слоев (по Gattod, Bate, 1937); 4–7 для III: 4 – карбонаты, 5 – каверна, 6 – индексы слоев (по Gattod, Bate, 1937), 7 – положение и номера образцов для РТЛ-датирования. Даты: РТЛ-701 630 ± 160 тыс. лет, РТЛ-702 610 ± 150 тыс. лет, РТЛ-703 480 ± 120 тыс. лет, РТЛ-704 410 ± 110 тыс. лет, РТЛ-705 340 ± 80 тыс. лет, РТЛ-706 260 ± 60 тыс. лет, РТЛ-707 270 ± 60 тыс. лет, РТЛ-708 108 ± 27 тыс. лет.

1. Верхний песчаник (второго куркара) светлосерый до белого, очень плотный, известковистый, грубый, гравелистый, разнотекстурный, диагонально- и наклоннослоистый. В подошве толщи залегает базальный слой (10–20 см) рыхлого песчаника (слабосцементированного песка). Мощность 10–15 м.

2. Маршевые отложения мощностью 4.6 м, переходящие по простиранию в хамру (0.3–0.5 до

1 м). Вверху маршевых отложений залегает почва темно-серая, сизоватая, очень плотная, глеевая. Суглинистая, со “столбами” кристаллического карбоната высотой 10–15 см, диаметром 2–3 см. Преобладают зеленоватые и голубоватые оттенки, характерные для закиси железа. Мощность оглеенных суглинков 1–1.2 м. Среднюю часть линзы слагают суглинки серовато-коричневые до бурых, со следами почвообразования, тяжелые,

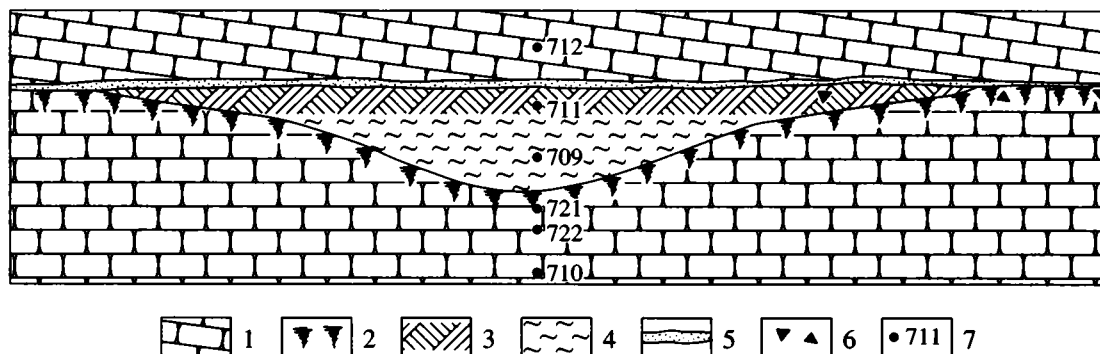


Рис. 3. Схема строения разреза Хабоним.

1 – песчаники куркаров; 2 – хамра; 3 – глеевая почва в кровле маршевых отложений; 4 – суглинки маршевых отложений; 5 – прослой слабо сцементированных песков в подошве верхнего куркара; 6 – расположение артефактов; 7 – места отбора образцов на РТЛ-датирование, даты: РТЛ-712 30 ± 7 тыс. лет, РТЛ-711 45 ± 10 тыс. лет, РТЛ-709 90 ± 20 тыс. лет, РТЛ-712 130 ± 33 тыс. лет, РТЛ-722 107 ± 27 тыс. лет, РТЛ-710 160 ± 40 тыс. лет.

очень плотные, мощностью до 1.5 м. Внизу залегает глина красная, песчанистая – хамра (1.9 м). Линзу образуют верхний и средний слой, а нижний слой (хамра) прослеживается по всему разрезу, сильно уменьшаясь в мощности за пределами линзы.

3. Нижний песчаник (погребенный куркар) плотный, слоистый. Видимая мощность до 4 м.

Полная мощность разреза Хабоним около 25 м. Мы изучили 7 м внизу его, включая низы песчаников толщи 1, маршевые глины, хамру и верхи песчаников третьего (погребенного) куркара. Редкие артефакты мустье² попадают в разрезе Хабоним как в глеевой почве в кровле маршевых отложений, так и в хамре за пределами линзы маршевых отложений. Артефакты обычно мелкие. Это, а также их рассредоточенность, может иметь функциональное объяснение – охота на водоплавающую птицу не требовала массивных орудий, а заболоченные берега маршей были неблагоприятными даже для временных стоянок. В разрезе Хабоним видно, что маршевое осадконакопление распространялось туда уже после формирования хамры и фиксировало хамру в ложбине, занятой маршем. Резко выраженного эрозионного контакта в кровле хамры под маршевыми отложениями не наблюдается, но четкая поверхность этой хамры отмечает некоторый перерыв осадконакопления между завершением почвообразования и проникновением в ложбину вод маршей. За пределами ложбины, занятой маршем, на склонах погребенного куркара в это время хамра была денудирована наполовину и более. То есть в разрезе Хабоним накопление маршевых отложе-

ний произошло после перерыва осадконакопления (формирования хамры) и непосредственно предшествовало накоплению песков второго куркара, – т.е. явилось началом цикла осадконакопления, соответствующего второму куркару.

Образцы на РТЛ-датирование отобраны (рис. 3) из верхнего песчаника в 80 см выше его подошвы – РТЛ-712 30 ± 7 тыс. лет, из глеевой почвы вверху линзы маршей, в 109 см ниже подошвы верхнего песчаника – РТЛ-711 45 ± 10 тыс. лет; в суглинке линзы в 2 м ниже подошвы верхнего песчаника – РТЛ-709 90 ± 20 тыс. лет; в хамре в 4.25 м ниже подошвы верхнего песчаника РТЛ-712 130 ± 33 тыс. лет; в 1.3 м ниже кровли нижнего песчаника РТЛ-722 107 ± 27 тыс. лет и в 3.3 м ниже кровли нижнего песчаника РТЛ-710 160 ± 40 тыс. лет. Четкая последовательность дат нарушается лишь датой РТЛ-722, образец для которой, вероятно, был взят с недостаточным углублением в стенку разреза. Однако единственный “отскок” вряд ли может ставить под сомнение всю серию дат. Если же эта последовательность дат верна, то она позволяет иначе, чем принято, рассматривать историю (и механизм) формирования куркаров. Принято (Коробков, 1978; Nogowitz, 1979 и др.) считать, что цикл хамра–куркар соответствует климатическому циклу оледенение–межледниковье или регрессивно–трансгрессивно–му циклу.

РТЛ-даты, полученные в разрезе Хабоним, свидетельствуют о том, что цикл осадконакопления второго куркара охватывает ранний и средний вюрм. Причем собственно куркар формировался в среднем вюрме, оптимальной части которого отвечает глеевая почва на маршевых отложениях и, вероятно, почвообразование, наложенное на низы хамры, сохранившиеся от денудации на поверхности погребенного куркара за пределами маршевых отложений. В рисс-вюрмское время формировалась мощная почва, которая со-

² Пока эта статья находилась в печати, по разрезу Хабоним (в том числе и по результатам обработки материалов полевого сезона 1996 г.) были опубликованы две статьи (Ronen et al., 1999; Tsatskin, Ronen, 1999), в которых подробно рассмотрены состав, генезис почв и опубликованы артефакты Хабонима.

хранилась (целиком?) лишь под маршевыми отложениями. Судя по довольно древней дате РТЛ-710 (160 ± 40 тыс. лет) вверх погребенного куркара, можно предполагать, что он также формировался в среднем (а не в позднем) риссе. Мы далеки от того, чтобы на основании этих фактов, обнаруженных пока в единственном разрезе, ставить вопрос о ревизии представлений об истории формирования приморской равнины Леванта. Однако эти факты вызывают особый интерес к серийному датированию других разрезов куркаров, особенно в местах залегания в них маршевых отложений значительной мощности. Что же касается маршевой линзы в разрезе Хабоним, то датировки этого разреза весьма желательно проверить палеомагнитным методом с детальным отбором образцов. Характер разреза допускает отбор их "образец в образец".

Разрез Бизат Рухама. На юге приморской равнины, примерно в 28 км к востоку от Газы, где куркары погребены и не выражены в рельефе, нами изучен разрез четвертичных отложений на стоянке Бизат Рухама (рис. 1–I). Стоянка эта открыта в 1996 г. (Ronen et al., 1998). Изучение четвертичных отложений района стоянки начато нами в ходе полевых работ 1995 г. и продолжено в 1996 г. Во время обоих полевых сезонов изучению геологии этой стоянки уделено особое внимание. Поэтому в статье ей также отведено больше места, чем разрезам, обсуждаемым выше.

Геоморфологическое положение разреза Бизат Рухама своеобразное. В 2.5 км к северо-востоку от кибуца Рухама развито небольшое (3–5 км) поле бедленда, которое амфитеатром открывается к югу. В восточной части бедленда наблюдается овраг субмеридианального направления длиной 72–75 м и глубиной до 16–18 м. Он впадает в субширотную (ЗСЗ–ВЮВ) ложбину. Восточный борт оврага имеет высоту до 6 м (абс. отметки до 100–100.5 м), западный борт – до 17 м (абс. отметки до 111 м). Наиболее полно разрез представлен на западном склоне оврага. Внизу западного склона (абс. отметки 95.5–96.5 м) в средней части оврага находится раскоп стоянки Бизат Рухама. Разрез изучался, в основном, по западному склону оврага. Для этого внизу склона на абсолютных отметках 96.5–102.5 м заданы три траншеи и сделана в разных частях склона (сверху вниз) серия не очень глубоких расчисток. Положение выработок показано на фото в статье С.А. Лаухина и др. (1998).

На восточном склоне оврага сделана траншея и серия расчисток, которые показали, что строение разреза на обоих склонах оврага одинаковое и позволили проследить небольшие изменения в мощности слоев и положении их контактов.

Описание разреза Бизат Рухама сверху вниз (рис. 4):

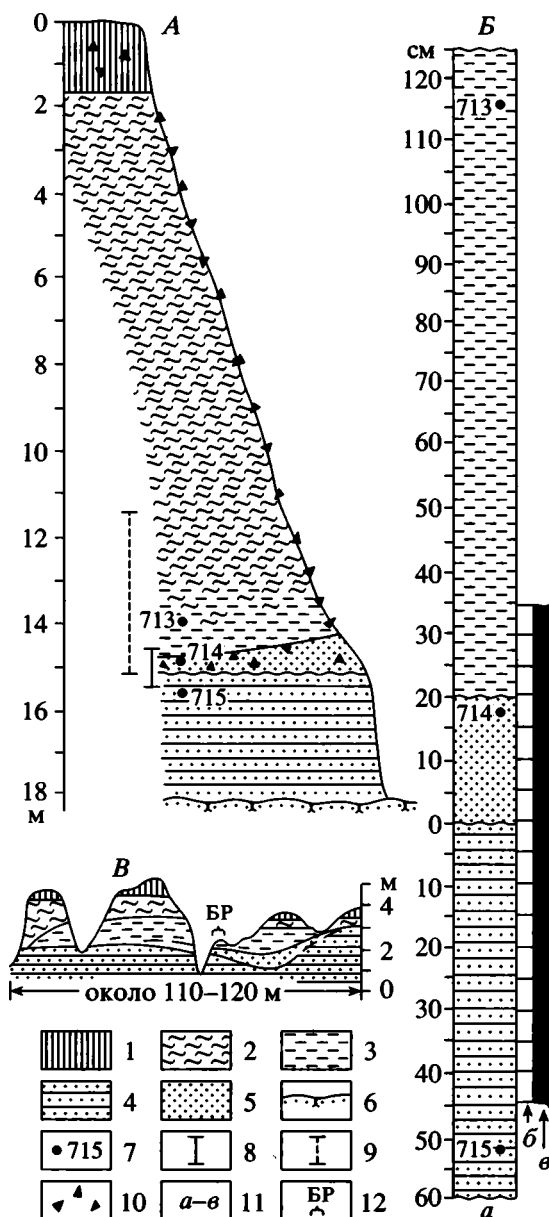


Рис. 4. Схема строения разреза стоянки Бизат Рухама (А), места отбора образцов на палеомагнитные исследования в 1995 г. (Б) и соотношение слоев в разрезе Бизат Рухама (В). 1 – лёссовидные супеси; 2 – коричневатые суглинки; 3 – черные глины; 4 – красноцветные песчаные глины – палеопочва (хамра); 5 – пески; 6 – карбонатные песчаники кровли куркара; 7 – места отбора образцов для РТЛ-датирования и номера дат (тоже на Б); 8 – интервал отбора образцов на палеомагнитные исследования в 1995 г.; 9 – то же самое в 1996 г.; 10 – артефакты; 11 – (для Б); а – разрез в раскопе 1995 г., б – места отбора образцов на палеомагнитные исследования, сборы 1995 г., в – интервал обратной намагниченности (данные 1995 г.); 12 – расположение на разрезе раскопа стоянки Бизат Рухама.

1. Супесь палево-серая с буроватым оттенком, средняя, лёссовидная, слабоалевритистая до легкого суглинка; сильно пористая, неслоистая, карбонатная; текстура ее мелкоореховатая сверху,

книзу переходит в мелкооскольчатую. Параллельно с изменением текстуры усиливается бурый оттенок. Карбонатность равномерно рассредоточена по всему слою. Кроме того, карбонаты в виде белых точек и изометричных пятен (0.2–1.2 см) концентрируются ниже 0.7–0.8 м; пятна неправильной формы. Слабо выражена столбчатая отдельность. Контакт слоев 1 и 2 местами резкий, эрозионный, иногда с гальками, рассеянными по эрозионной поверхности, местами – постепенный переход. Мощность слоя 0.1–1.5 м.

В слое 1 много артефактов от мустье (найлены внизу слоя 1 и вверху слоя 2 в осыпи) до эппалеолита.

2. Суглинок шоколадно-бурый, внизу со слабым красноватым оттенком, тяжелый, песчанистый (песчинки от разно- до хорошо окатанных) и алевроитистый, неслоистый, тощий, очень липкий, крупнооскольчатый. Осколки остроугольные до 5–12 см в длину, на обсохшей стенке образуют столбчатую отдельность; на поверхности склона разбиваются на мелкие осколки. В свежей стенке по граням крупных осколков наблюдаются черные (марганцовистые?) налеты; по косым граням (при углах 30°–50°) иногда, особенно в нижней половине слоя 2, видны зеркала скольжения. Отчетливо выраженных трещин, к которым могли бы быть приурочены эти зеркала, не обнаружено. Марганцовистые (?) налеты наблюдаются по горизонтальным ходам червей (диаметр ходов около 5 мм).

По всему слою неравномерно рассредоточены крупные белые пятна карбонатизации (диаметром 2–7 см) от рыхлых до конкреций, обычно плоских 1–2 × 10–12 см. Часто конкреции формируются по вертикальным трещинам или вкрест им (горизонтально). Конкреции рассредоточены единично или образуют скопления 20–60 см по вертикали. Обедненные карбонатом участки слоя 2 обычно имеют размеры около 50 см. Выдержанных горизонтов карбонатных пятен и конкреций в расчистках выявить не удалось. В обсохших стенках оврагов горизонтальные белесые (карбонатизированные?) полосы шириной 1 м и более наблюдаются в поле развития слоя 2. Количество полос и их ширина меняются со временем (вероятно, в зависимости от степени обсыхания склона).

На склоне в поле развития слоя 2 изредка попадаются гальки (до мелких валунов). В слое 2 *in situ* они не обнаружены; вероятно, они рассредоточены в слое очень редко. Не исключено также и то, что они могли быть принесены древними людьми. Книзу слоя 2 суглинок становится массивными. Столбчатая отдельность наблюдается до глубины 10 м от кровли слоя. Четкого контакта слоев 2 и 3 нами не наблюдалось. Внизу слоя 2 залегает переходная пачка мощностью 40–50 см, в которой суглинок сначала приобретает серый

оттенок, затем теряет бурый оттенок и постепенно переходит в черную глину слоя 3. Такая переходная пачка четко выражена на обоих бортах оврага. Общая (вместе с переходной пачкой) мощность слоя 2 составляет 11–12 м.

В слое 2 артефактов не обнаружено, но на склоне в поле развития слоя 2 мелкие артефакты попадают довольно часто.

3. Глина черная до серовато-черной, в сухом состоянии до пепельно-серой тощая, слабоалевритистая, очень вязкая, сильно оглеенная, неслоистая, с родными карбонатными конкрециями. Слой 3 залегает в виде линзы мощностью до 1–1.3 м (рис. 4). Размеры ее точно не установлены. Промеры, сделанные в поле между разрозненными выходами в разных оврагах, показали длину около 100–110 м при ширине около 40–45 м. В отвалах в черной глине найдено много мелких артефактов. В слое 3 *in situ* артефактов не обнаружено.

4. Песок серый до желто-серого и зеленовато-серого, разноокатанный, преимущественно мелкозернистый, разноокатанный преимущественно плохоокатанный, сильно глинистый, с мелким черным растительным детритом, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. По всему слою изредка попадаются мелкие (1.5–2 см) гальки, залегающие субгоризонтально. Внизу слоя наблюдаются черные марганцовистые (?) конкреции (0.2–1.5 см редко до 3–5 см). В нижних 12–15 см слоя 4 песок становится пестрым. Пятна голубовато-серые, зеленовато-серые и буровато-красные в коричнево-серой массе. Контакты пятен расплывчатые, конфигурация пятен сложная. Местами залегают небольшие (до 1.5–3 см) удлиненные “ксенолиты” красных глин слоя 5. Контакты их размытые, раздерганные, нечеткие. Черные марганцовистые (?) конкреции находятся, в основном, вверху пестрой части слоя 4 (12–17 см выше подошвы слоя). Конкреции ориентированы субгоризонтально и образуют субгоризонтальные уровни концентрации.

По всему слою рассредоточены артефакты, залегающие обычно горизонтально. Некоторые артефакты из слоя 4 внедряются в слой 5. В месте уменьшения мощности слоя 4 до 0.2 м и, одновременно, увеличения концентрации артефактов, задан раскоп стоянки Бизат Рухама.

Контакты слоя резкие, эрозионные. Мощность слоя 4 0.2–0.92 м.

5. Глина песчанистая охристо-ржавая с красноватым оттенком до оранжево-красной, неслоистая, массивная, очень липкая. Кровля слоя 5 представляет собой железистую корочку; ниже которой интенсивность ожелезнения уменьшается постепенно до глубины 10–12 см. По обильным трещинам на глубину 12 см и более наблюдается ржаво-черный налет. С глубины 25–30 см в глине залегают желваки (2–5 см) неправильной формы,

чаще изометричные, белого и розовато-белого карбоната; ниже они становятся крупнее (до 10 см), приобретают вертикальное залегание; с глубины 1.5–2 м конкреции достигают 25 см и более, образуя “столбы”. Мощность слоя 5 до 2–4 м.

6. Песчаник светло-серый, плотный – куркар. Кровля куркара наблюдается лишь в местах, где тальвег оврага врезан наиболее глубоко. Видимая мощность – первые сантиметры.

К какому по счету куркару относятся песчаники слоя 6 остается неясным. Для выяснения этого необходимы более широкие площадные исследования. Поэтому и возраст хамры (слой 5) на этом куркаре остается неясным. Глинистый песок слоя 4 накапливался, скорее всего, в береговой зоне озера, о чем говорят редкие гальки, растительный детрит, слоистость песков, а также характер залегания артефактов в слое. Слой 3 сложен болотными глинами. Оглеенные болотные глины слоя 3 постепенно переходят в слой 2. Генезис слоя 2 наименее ясен, скорее он субаквальный. Слой 1 имеет полигенетическое, в значительной мере эоловое происхождение. Наблюдаются в нем также следы делювиальных процессов.

Внизу склонов бедленда в районе разреза Бизат Рухама еще с 60-х годов известны находки ашеля (Horowitz, 1979; Ronen et al., 1998). Артефакты встречались частично в осыпи, частично в разрезе, но приуроченность их к тем или иным слоям оставалась неясной. В литературе эти находки упоминались редко и до последнего времени, на основании публикаций почти двадцатилетней давности, их относили (Bar-Yosef, 1994) к среднему ашелю, наиболее древние фации которого О. Бар-Йозеф датировал переходной зоной Брюнес-Матуяма или самым концом эпохи Матуяма. В 1995 г. нами было обнаружено несколько ашельских артефактов *in situ* в слое 4, а весной 1996 г. польско-израильской экспедицией под руководством А. Ронена и Я. Бурдукевича на месте нашей траншеи и расчисток 1995 г. был сделан раскоп стоянки Бизат Рухама (Ronen et al., 1998). В слое 1 обнаружены разрозненные находки эпилеолита. Подобные находки и мустьерские артефакты обильно залегают на склоне по всему слою 2. Откуда происходит мустье: из низов слоя 1 или из слоя 2 – неясно. Во всяком случае, *in situ* в слое 2 артефакты как-будто не обнаружены, но этот вопрос нуждается в дополнительном изучении. Фауна крупных млекопитающих, собранная в районе разреза Бизат Рухама, малочисленна, очень плохой сохранности и для выяснения возраста непригодна. Других палеонтологических находок в районе Рухамы неизвестно. Датирование разреза производилось нами физическими методами: палеомагнитным и РТЛ-датированием. При этом принималось во внимание, что в стратотипе лёссово-почвенной серии между Рухамой и До-

рот, в 5–7 км к западу от стоянки Рухама, эта серия подстилается хамрой Дорот, которая датирована минделем (Horowitz, 1979). Удаленное от упомянутого стратотипа расположение обсуждаемого разреза заставляет предполагать доминдельский возраст хамры слоя 5 и, тем более, куркара.

В 1995 г. нами отобраны образцы на РТЛ-датирование из слоев 2 (на переходе от слоя 3), 4 и 5 соответственно (рис. 4): в 115 см (РТЛ-713 480 ± 120 тыс. лет), 18 см (РТЛ-714 740 ± 180 тыс. лет) выше кровли слоя 5 (хамры) и в хамре в 54 см ниже ее кровли (РТЛ-715 840 ± 200 тыс. лет). Большая продолжительность формирования (360–440 тыс. лет) сравнительно небольшого по мощности (169 см) интервала разреза может быть объяснима двумя перерывами осадконакопления в подошве и в кровле слоя 4, во время которых могла быть уничтожена часть разреза. Нормальная последовательность дат позволяет считать, что если и есть ошибка в датировании, то она имеет систематический характер. Методика проведения РТЛ-датирования (Власов, Куликов, 1989) предполагает, в случае ошибки, скорее омоложение возраста изучаемых пород, чем его удешевление. И действительно, палеомагнитные исследования по той же траншее, где были взяты образцы на РТЛ-датирование, но в более узком интервале разреза (рис. 4) показали обратную намагниченность.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ОЦЕНКА ВОЗРАСТА СТОЯНКИ БИЗАТ РУХАМА

Первые палеомагнитные исследования пород разреза Бизат Рухама, выполненные В.В. Семеновым (Институт географии РАН), показали, что образцы из 17 уровней верхов слоя 5, слоя 4 и низов слоя 3 обладают обратной намагниченностью, т.е. породы этих слоев формировались в хроне Матуяма (Ronen et al., 1998). С целью уточнения возраста культурного горизонта палеомагнитные исследования были продолжены на образцах из слоев 4, 3 и 2, соранных в полевой сезон 1996 г. Эта коллекция изучена в Объединенном институте физики Земли РАН Г.А. Поспеловой и З.В. Шароновой.

Отбор ориентированных по магнитному меридиану образцов был проведен в двух траншеях, расположенных на расстоянии 12 м друг от друга. В слое 4 отбор выполнен по траншее III, где мощность слоя составляет 92 см (на 72 см больше, чем в основном раскопе, где были отобраны образцы в 1995 г.). Выше по разрезу в основной расчистке образцы взяты из слоев 3 и 2. В результате непрерывного отбора образцов с 63 уровней взято 189 образцов размером 2 × 2 × 2 см. Предполагалось, что в слое 2 удастся подсесть запись нижней части хрона Брюнес или хотя бы переход Матуяма–Брюнес.

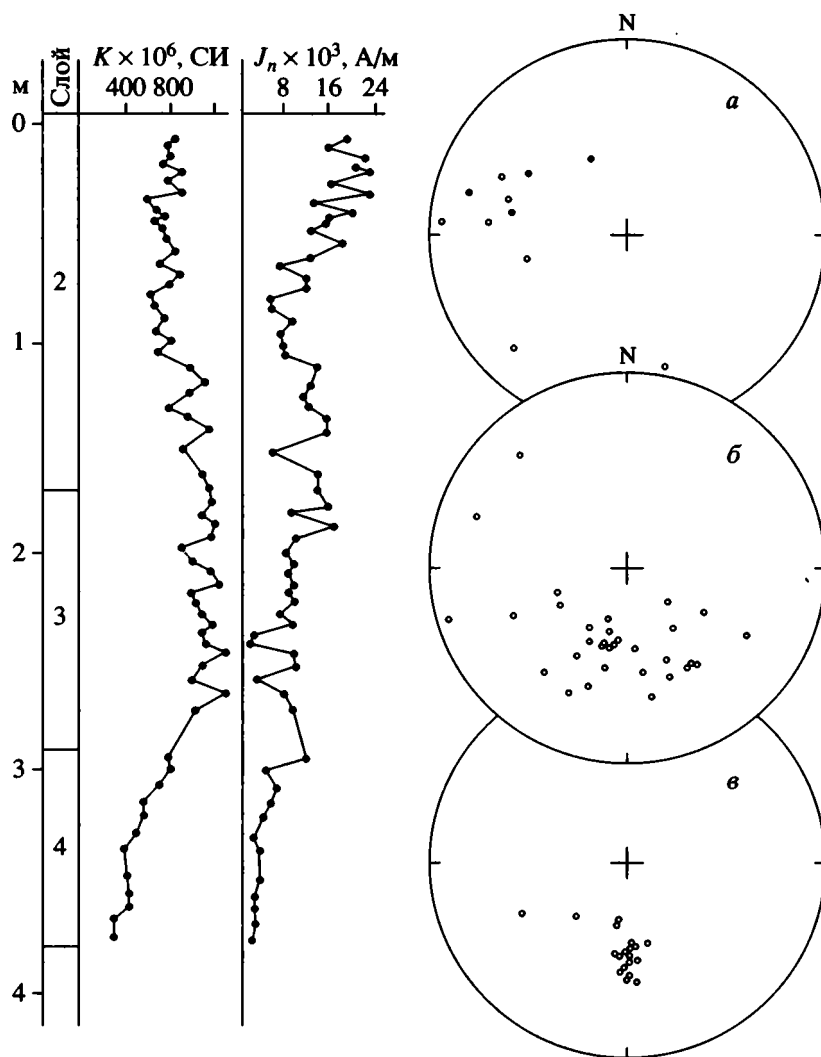


Рис. 5. Магнитные и палеомагнитные характеристики образцов из разреза Бизат Рухама.

K – магнитная восприимчивость пород, J_n – естественная остаточная намагниченность пород, стереограммы распределения векторов J_n , полученных из компонентного анализа J_n после ступенчатого терморазмагничивания образцов до 600°C в отсутствие магнитного поля, (а) – J_n из верхней части слоя 2, (б) – J_n из средней части разреза, (в) – J_n из слоя 4. Залитые кружки – проекция направления вектора J_n на нижнюю полусферу, незалитые кружки – то же, на верхнюю полусферу.

Магнитная восприимчивость пород K измерена на приборе KLY-2. K пород меняется от 230×10^{-6} до 1230×10^{-6} СИ (рис. 5). Наименьшими значениями K обладает глинистый песок слоя 4: $230\text{--}700 \times 10^{-6}$ СИ. Изменения естественной остаточной намагниченности J_n выполнены на приборе IR-4. J_n образцов колеблется в пределах $0.8\text{--}26 \times 10^{-3}$ А/м. Повышенные значения J_n характерны для образцов из верхней части разреза: $J_{n\text{ср}} = 19 \times 10^{-3}$ А/м. Значения J_n и K не коррелируют по разрезу.

По кривым температурной зависимости остаточной намагниченности насыщения $J_{rs}(t)$ (рис. 6) установлено, что основными магнитными мине-

ралами в породах являются магнетит, маггемит, гетит, в незначительном количестве присутствуют зерна гематита, наличие которых видно только при перестройке высокотемпературных частей кривых $J_{rs}(t)$ в двадцатикратном масштабе. Кривые $J_{rs}(t)$ подобны для образцов из разных частей разреза, однако количество магнетита существенно меньше у пород верхней части разреза.

Выполненный для 12 образцов из разных частей разреза компонентный анализ J_n пород после ступенчатого терморазмагничивания от 150 до 600°C в отсутствие магнитного поля показал, что характеристическая намагниченность выделяется в интервале температур $300\text{--}600^\circ\text{C}$. Поэтому остальные образцы нагревались до температур

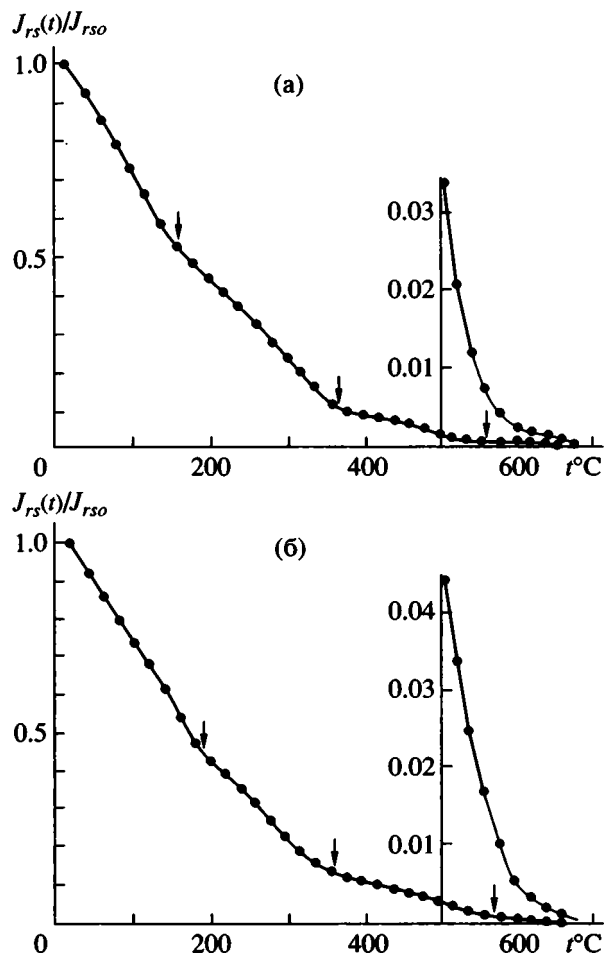


Рис. 6. Температурные кривые $J_{rs}(t)$: а – образец № 10 из аномальной зоны, б – образец № 51 из обратной зоны. Стрелками обозначены блокирующие температуры. Кривая $J_{rs}(t)$ после температуры 500°C представлена в увеличенном масштабе.

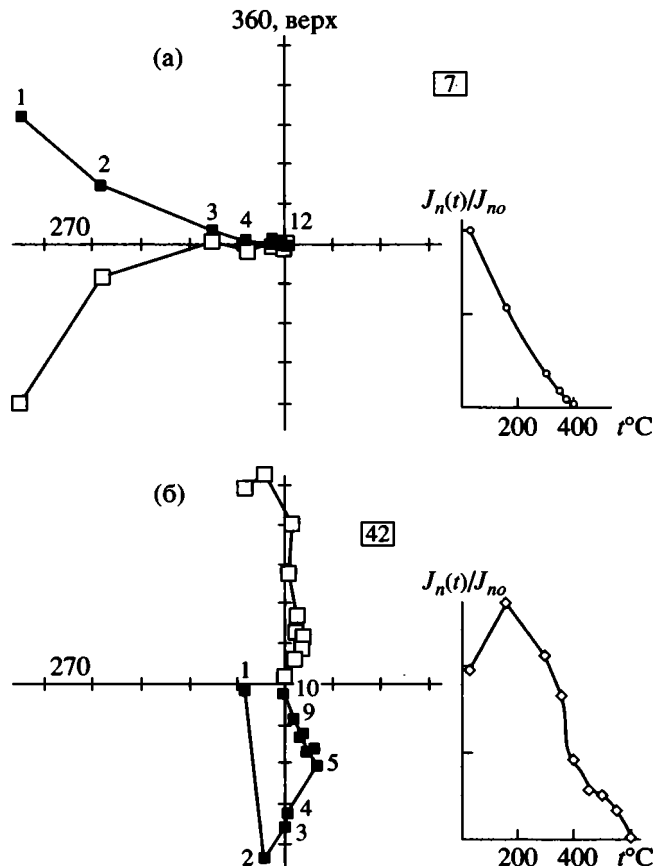


Рис. 7. Температурные диаграммы Зийдервельда и кривые $J_n(t)$: (а) – образец № 7 из аномальной зоны, (б) – образец № 42 из зоны обратной полярности. Залитые и открытые квадраты – проекции вектора J_n на плоскости XY и YZ соответственно. Температуры: 1 – 20°C, 2 – 150°C, 3 – 200°C, 4 – 300°C, 5 – 350°C, 9 – 500°C, 10 – 550°C, 12 – 600°C.

300, 400, 450 и 600°C в нулевом поле. По диаграммам Зийдервельда определены направления характеристических намагниченностей, принятых нами за первичные направления J_n (рис. 7). Верхняя часть разреза до 0.5 м имеет аномальное направление J_n : чередование J_n с положительным и отрицательным наклонением и с большим разбросом по склонению. Остальная толща пород обладает обратной полярностью (рис. 5).

На основании полученного результата палеомагнитные данные можно было бы интерпретировать как запись в верхней части разреза перехода от хрона Матуяма к хрону Брюнес. Тогда бы стоянка относилась к верхам хрона Матуяма, значительно моложе эпизода Харамильо и экскурса Камикатсура ($>0.78 < 0.85$ млн. лет) (Harland et al., 1990). Однако высказанная интерпретация оказывается несостоятельной по следующим причинам. 1. В верхней части разреза выход на прямую

полярность отсутствует. 2. Относительная оценка напряженности геомагнитного поля, выполненная в слое 2 разреза Бизат Рухама по величине фактора Кенигсбергера $Q_{n_{400}} = J_{n_{400}}/K$, где K – лабораторное поле, $J_{n_{400}}$ – остаточная намагниченность после снятия вторичного компонента намагниченности, показала, что значения $Q_{n_{400}}$ меняются от 0.02 до 0.01. Уменьшения напряженности геомагнитного поля в верхней части слоя 2 не наблюдается, что не подтверждает наличия записи переходной зоны в разрезе, так как в переходный период напряженность геомагнитного поля должна падать в 5–7 раз по сравнению с полем в стационарный период (Петрова и др., 1992). 3. Термочистка образцов из верхней части слоя 2 не выделила полностью первичный компонент J_n . В верхней части разреза, составляющей аномальную зону, траншея была менее глубокая, чем в



Рис. 8. Геохронология палеолитических местонахождений, упомянутых в статье. Точками показаны даты, полученные авторами статьи, кружками – почерпнутые из литературных источников (ссылки см. в тексте статьи).

остальном разрезе. Образцы, отобранные из неглубокой расчистки, больше подвержены воздействию выветривания, чем в глубоких расчистках, что существенно сказывается на направлении J_n (Методы..., 1973). Высказанное положение подтверждается и сравнением кривых $J_n(t)$ пород в верхней и остальной части разреза (рис. 7). На кривых $J_n(t)$ выделяется, как правило, две основные температурные фазы: маггемита, исчезающей при температуре 400°C, и магнетита с точкой Кюри 575°C. Вклад гётита и гематита в $J_n(t)$ незначителен. С магнетитом связана первичная намагниченность обратного направления, маггемит вторичен и имеет прямую полярность. Вклад магнетита в J_n большей части образцов разреза, судя по кривым $J_n(t)$, составляет ~40–50% и термочистка четко выделяет его обратную намагниченность. Вклад магнетита в J_n пород верхней части разреза существенно снижается, иногда до полного его отсутствия. После термочистки выделяется направление J_n , получаемое из сложения намагниченностей магнетита и маггемита. Значит, J_n пород верхней части слоя 2 изменена вторичными процессами, первичная же J_n образовалась в хроне Матуяма.

На данном этапе исследований наиболее правильно следует считать, что все изученные породы разреза Бизат Рухама формировались в хроне Матуяма. В связи с отсутствием в разрезе записей перехода Матуяма–Брюнес, эпизода Харамильо и геомагнитных экскурсов, можно полагать, что породы сформировались во временной интервал 140 тыс. лет между эпизодом Харамильо и экскурсом Камикатсура (0.99–0.85 млн. лет назад).

Слой 4 с артефактами формировался сразу же после эпизода Харамильо, запись которого, по-видимому, приходится на перерыв в осадконакоплении между слоями 5 и 4. Для окончательной оценки возраста культурного горизонта необходимо продолжить палеомагнитные исследования на образцах, отобранных выше по разрезу до перехода Матуяма–Брюнес.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги, отметим, что геохронологически изученные нами разрезы охватывают практически весь плейстоцен и часть плиоцена Южного Леванта (рис. 8).

Работа выполнена при финансовой поддержке Исполкома ИНКВА, Университета г. Хайфа, Археологического института Зинмана и РФФИ, гранты 97-06-80129 и 98-05-64691.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Власов В.К., Куликов О.А. Радиотермолюминесцентный метод датирования рыхлых отложений. М.: Изд-во МГУ, 1988. 86 с.
- Деревянко А.П., Марков С.В. Мустье юга Северной Азии в сравнении со средним палеолитом Восточного Средиземноморья // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭ СО РАН, 1998. Том 1. С. 100–106.
- Коробков И.И. Палеолит Восточного Средиземноморья // Палеолит Ближнего и Среднего Востока. Палеолит Мира. Л.: Наука, 1978. С. 9–189.

- Лаухин С.А., Ронен А., Цацкин А и др. Новые данные о раннем палеолите западных районов Южного Леванта // Древности. 1996. Вып. 19. С. 65–67.
- Лаухин С.А., Ранов В.А., Ронен А., Волгина В.А. Ранний палеолит Израиля // Природа. 1998. № 4. С. 52–68.
- Методы и результаты палеомагнитного изучения осадочных формаций Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. 95 с.
- Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Поспелова Г.А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. М.: Наука, 1992. 175 с.
- Ранов В.А. Каменный век Южного Таджикистана и Памира. Новосибирск: ИИФФ, 1988. 52 с.
- Bar-Yosef O. Middle Paleolithic Human adaptation in the Mediterranean Levant // The evolution and dispersal of Modern Humans in Asia. Hokusen-sha Publ. Co., 1992a. P. 189–215.
- Bar-Yosef O. The role of Western Asia in Modern Human origins // Phil. Trans. Roy. London. B. 1992b. № 337. P. 193–200.
- Bar-Yosef O. The Lower Paleolithic of the Near East // J. World Prehistory. 1994. V. 8. № 3. P. 211–265.
- Bar-Yosef O. The origin of Modern Human // The Archaeology of Society in the Holy Land. Leicester Univ. Press. London, 1995a. P. 110–123.
- Bar-Yosef O. The Lower and Middle Paleolithic in Mediterranean Levant: chronology and cultural entities // Man and environment in the Paleolithic. ERAUL. Leige, 1995b. № 62. P. 247–263.
- Bar-Yosef O., Meignen L. Insights into Levantine Middle Paleolithic cultural variability // The Middle Paleolithic: adaptation, behavior and variability. Univ. of Pennsylvania Univ. Museum Monography. 1992. V. 78. P. 165–182.
- Brunis H.J., Yaalon D.H. Stratigraphy of the Netivot section in the desert loess of the Negev (Israel) // Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 1979. T. 22. № 1–4. P. 161–169.
- Brunnaker K., Boenigk W., Bruder G. et al. Artefakte im Altquartar von Oberg alilaa (Nordisrael) // Eiszeitalter und Gegenwart. 1989. № 39. P. 109–120.
- Farrad W.R., Ronen A. Observation on the kurkar-hamra succession on the Carmel Coastal Plain // Israel. Tel-Aviv. № 1. 1974. P. 45–55.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A. et al. Geological skala. Cambridge Univ. 1990. 264 p.
- Horowitz A. The Quaternary of Israel. New York: Acad. Press, 1979. 394 p.
- Garrod D.A., Bate D.M.A. The Stone Age of the Mont Carmel: excavations of the Wadi-el-Mughara. Oxford, 1937. 240 p.
- Gilead D. Handaxe industries in Israel and the Near East // World Archaeol. 1970. V. 2. P. 1–11.
- Jelinek A., Farrad N.R., Haas G. et al. New excavation at the Tabun cave (Mont Carmel, Israel). Preliminary report // Paleorient. 1973. № 1. P. 151–183.
- Mercier N., Valladas H., Valladas G. et al. TL-dates of Burnt Flints from Jelinek's excavations at Tabun and their implications // J. Archaeol. Sci. 1995. № 22. P. 495–509.
- Ronen A. The Yiron-gravel lithic assemblage artefacts older than 2.4 Ma in Israel // Archaeologisch. Korrespondenzblatt. 1991. № 22. P. 159–164.
- Ronen A. The Lower Paleolithic site Evron-Quarry in Western Galilee, Israel // Sondernveroff. Geol. Inst. Univ. Köln, 1991. V. 82. P. 187–212.
- Ronen A. Tabun cave // Before Modern Humans 400–200 Ka. The Yabrudian and Micoquin in the Levant and Europe. Goudbook of Excursion. Univ. of Haifa. 1996. P. 3–6.
- Ronen A., Gilead D., Meller B. Notes on the Pleistocene geology and prehistory of the central Dishon Valley, Upper Galilee, Israel // Quaternary. 1974. V. 25. P. 13–23.
- Ronen A., Inbar M., Klein M., Brunnaker K. Artefact-bearing gravels beneath the Yiron basalt // Israel J. Earth Sci. 1980. V. 29. P. 221–226.
- Ronen A., Burdukiewicz J.M., Laukhin S.A. et al. The Lower Paleolithic site Bizat Ruhama in the Northern Negev, Israel // Archaeologisch. Korrespondenzblatt. 1998. № 28. P. 163–173.
- Ronen A., Tsatskin A., Laukhin S.A. The Genesis and Age of Mousterian Paleosoils in the Carmel Coastal Plain, Israel // Dorothy Garrod and the Progress of the Paleolithic. Oxford: Oxbow Books, 1999. P. 135–151.
- Tsatskin A., Ronen A. Micromorphology of a Mousterian paleosol in aeolianites at the site Habonim, Israel // Catena. V. 34. P. 365–384.
- Vlasov V.K., Kulikov A. Radiotermoluminescence Dating to Pleistocene Sediments // Phys. Chem. Minerals. 1989. № 16. P. 551–558.
- Western-Evron M., Lang B., Ilani S., Steinitz G., Kaufman D. K/Ar dating as a means of sourcing Levantine epipaleolithic basalt implements // Archaeometry. 1995. № 37. V. 1. P. 37–40.

Рецензенты М.А. Ахметьев,
Ю.А. Гладенков, Е.В. Девяткин

УДК 551.735.(235.214)

УГЛОВЫЕ НЕСОГЛАСИЯ ТУРКЕСТАНО-АЛАЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В КАРБОНЕ

© 2000 г. В. И. Белоусов

Киргизская геофизическая экспедиция УГ Киргизской ССР, 722110 Шопоково-1, Кыргызстан

Поступила в редакцию 13.07.99 г.

На основе палеотектонической реконструкции области конвергентной границы Алайского и Киргизского континентов в среднем–позднем карбоне проведена корреляция основных событий седиментогенеза, тектоники, магматизма и рудообразования. Выяснено, что предбашкирские складчатость и угловые несогласия связаны с ранней коллизией литосферных плит, обозначившей начало континентальной субдукции, которая продолжалась до конца перми. Установлено существование промежуточного Карачатырского микроконтинента, взаимодействие которого с Алайским и Киргизским континентами обусловило функционирование до конца позднемосковского времени двух зон субдукции и коллизии, коллизионного магматизма и рудогенеза, а также двучленное (циклическое) строение флишево-olistostromовой формации. Выполненные построения позволяют сделать вывод о северной направленности континентальной субдукции в позднем палеозое.

Ключевые слова. Субдукция, коллизия, угловые несогласия, магматизм, флиш, покровы, olistostromы, рудообразование, аллохтонные месторождения.

В представленной статье рассмотрены угловые несогласия на границе нижнего и среднего карбона – двух “наиболее драматических” (по Л.П. Зоненшайну, 1979 г.) эпох в истории геологического развития Урало-Монгольского складчатого пояса. Геологическая природа этих проявлений раннего диастрофизма, с которыми автору пришлось столкнуться в процессе изысканий на бокситы, не нашла должного отражения в публикациях по геологии Туркестано-Алая (Резвой, 1959; Кухтиков, 1968; Поршняков, 1973; Бискэ, 1996) и долгое время оставалась для автора неясной. В последнее время в связи с успехами тектоники плит, стало возможным найти удовлетворительное решение не только этой проблемы, но и многих других вопросов геологического развития региона. Так появилась возможность подойти к более сложной и большой теме – корреляции геологических событий в Туркестано-Алае. До последнего времени эта корреляция выполнялась противоречивым образом (Резвой, 1959; Кухтиков, 1968; Поршняков, 1973; Буртман, 1990; Бискэ, 1996; Белоусов, 1998), что, по мнению автора, обусловлено не только и не столько расхождением в сложившихся геологических концепциях, сколько существующей неполнотой геологической летописи в этом крайне “неблагоприятном” для “нормальной” стратиграфии районе, где содержание таких понятий, как “свита”, “стратотип” и т.д., зачастую является весьма условным (Белоусов, 1997а).

УГЛОВЫЕ НЕСОГЛАСИЯ

В Туркестано-Алае угловые несогласия раннебашкирского возраста наиболее часто наблюда-

ются в основании башкирско-нижнемосковской бокситоносной толщи в хорошо обнаженных карбонатных разрезах шельфа и редко – в разновозрастных кремнисто-карбонатно-терригенных отложениях континентального склона и подножия. В современном разрезе региона и бокситы, и угловые несогласия распространены лишь в покровах, участвующих в сложении флишево-olistostromовой формации (Белоусов, Безр, 1989); в нижележащей карбонатной формации они отсутствуют (рис. 1). Первые сведения и публикации о несогласном взаимоотношении нижне- и среднекаменноугольных известняков (рис. 2) (Коннов, 1972; Поршняков, 1973) были вскоре дополнены сводкой по угловым несогласиям в подошве бокситоносных известняков в горах Актур, Катранбаши, Акшагыл и Андыген (Баногин, 1978). Рассмотрим другие примеры этих несогласий и фаунистически охарактеризуем их согласно определениям, выполненным В.П. Сковрцовым.

В горах Катранбаши, в левом берегу ручья Чараташ, на известняках позднедевонско-турнейского возраста с резким несогласием залегает толща зернистых и обломочных бокситоносных известняков, охарактеризованных намюрско-среднекарбовым комплексом фораминифер: *Pseudoglomospira vulgaris* (Lip.), *Eolasioidiscus*? sp., *Neoarchaediscus parvus* (Raus.), *Monotaxinoides priscus* Brazhn. et Jarz., *Howchinia subplans* (Brazhn. et Jarz.), *Asteroarchaediscus pustulus* (Grozdn. et Leb.). После ознакомления с коллекцией, собранной по разрезу микрофауны, Б.В. Поярков дал заключение об ее раннебашкирском возрасте. Нижняя часть разреза бокситоносной толщи в этом обнажении представлена известняковыми брекчиями

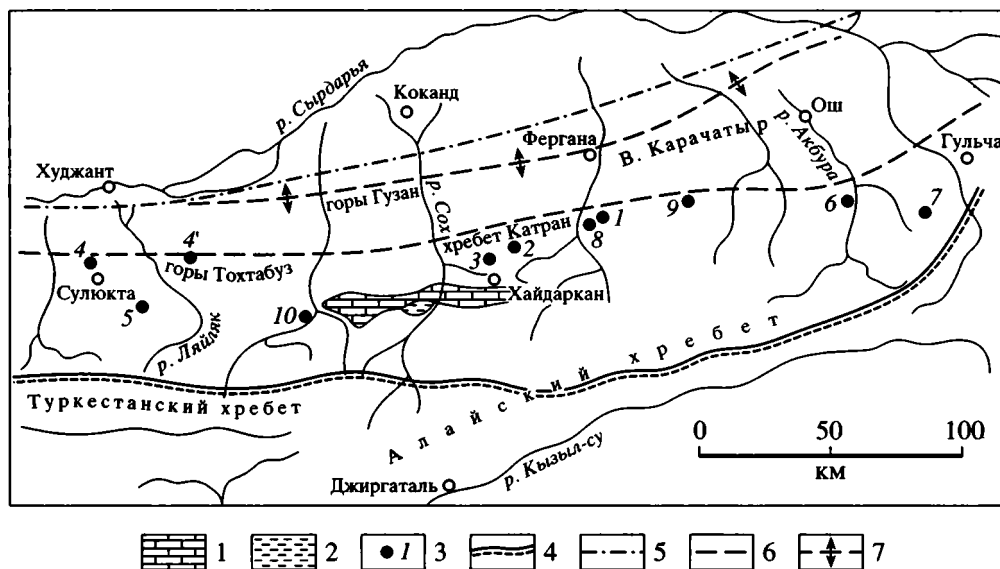


Рис. 1. Геологическая схема района с размещением угловых несогласий в карбонатных аллохтонах северных предгорий Туркестано-Алая.

1–3 – Алайская зона: 1 – автохтонный разрез алайского типа, 2 – подстилающие сланцы терригенной формации, 3 – кроющие верхнепалеозойские флиш, покровы, олистостромы, молассы и мезокайнозойские отложения (цифры на схеме – угловые несогласия в карбонатных покровах: 1 – Каранглы, 2 – Кантрантау, 3 – Катранбаши (Чараташ, выс. 2792.7, Зархар), 4 – Аломолы, 4' – междуречье Куросон – Ходжабақырган, 5 – Кокчетау, 6 – Алтын-Казык-Гулуван, 7 – Актур, 8 – Карабий, 9 – Чимкайтау, 10 – Ворух); 4 – граница Алайской и Зеравшано-Туркестанской зон; 5–6 – офиолитовые сутуры: 5 – Туркестанская, 6 – Карачатырского окраинного моря; 7 – ось Южно-Ферганского гравитационного максимума (с поправкой на влияние рыхлых отложений).

и линзами аллитов (рис. 3, 3). Несогласие отчетливо проявлено и в правом берегу Чараташа, где в бокситоносных известняках собраны *Neoarchaediscus gregoryi* (Dain.), *Asteroarchaediscus* gen. et sp. indet., *Eolasiodiscus* sp. (намюр – низы башкирского яруса), и ниже по ручью: *Diplosphaerina maljawkini* (Mikh.), *Pseudoglomospira elegans* (Lip.), *Lasioidiscus* sp. (верхи намюрского яруса – средний карбон).

К юго-востоку от верховьев ручья Чараташ (рис. 3, 3a) известняки и доломиты среднего девона перекрываются с угловым и азимутальным несогласием пачкой известняков и обломочных пород, содержащих *Glomospiroides* sp., *Neoarchaediscus* sp. (средний карбон); *Tuberitina magna* Pojark., *Globivalvulina minima* Reitl., *G. moderata* Reitl., *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.) – верхи нижнего – низы среднего карбона; *Glomospiroides fursenkoi* Reitl. (средний карбон). Разрез описываемой пачки завершается горизонтом известняково-кремнево-сланцевых брекчий. Несогласный характер залегания бокситоносной толщи сохраняется и к западу от ручья Чараташ, где на протяжении нескольких километров в этих известняках (рис. 3, 3б), собраны: *Tuberitina magna* Pojark., *Eotuberitina reitlingerae* M.-MacLay, *Lasioidiscidae* gen. et sp. indet. (намюрский ярус – средний карбон); *Archaeodiscidae* gen. et sp. indet., *Eolasiodiscus* sp., *Howchinia subconica* (Brazhn. et Jarz.) (намюрский ярус). В рассмотренных обнажениях, как и во всех других, описанных ниже, боксито-

носная толща согласно или с разрывом перекрывается кремнисто-известняково-сланцевыми, песчано-глинистыми и обломочными породами ниже-среднемосковского подъяруса.

На рисунке 3, 4 показано несогласное залегание известняков в горах Алмолы Тохтабуз-Сулюктинской структуры, относимых к тохтабузскому типу карбонатного разреза. Среди известняков преобладают обломочные разности, содержащие *Eostaffella* sp., *Tetrataxis* sp., *Propermodiscus* sp., *Textulariidae* gen. et sp. indet. Возраст органических остатков В.П. Скворцовым определен в интервале визейского – башкирского ярусов. Восточнее, в верховье ручья Мургун, в этой же толще найдены *Eostaffella* sp., *Eostaffella* cf. *postmosquensis* Kir., *Tuberitina magna* Pojark., *Bradyina cribristomata* Rauser et Reitl. (намюрский ярус – средний карбон).

Разрез бокситоносной толщи в междуречье Ходжабақырган–Куросон (рис. 3, 4a) характеризуется появлением в нем брекчий и кремнистых известняков. Возраст найденной здесь в несогласно залегающих известняках микрофауны соответствует нижнему–среднему карбону.

В горах Кокчетау, расположенных южнее, бокситоносные известняки башкирского (по А.В. Пейве, 1937 г.) возраста местами залегают с резким несогласием на визейском ярусе (рис. 3, 5). В основании бокситоносной толщи присутствуют линзы конгломератов и брекчий, сложенных обломками и глыбами известняков визейского и

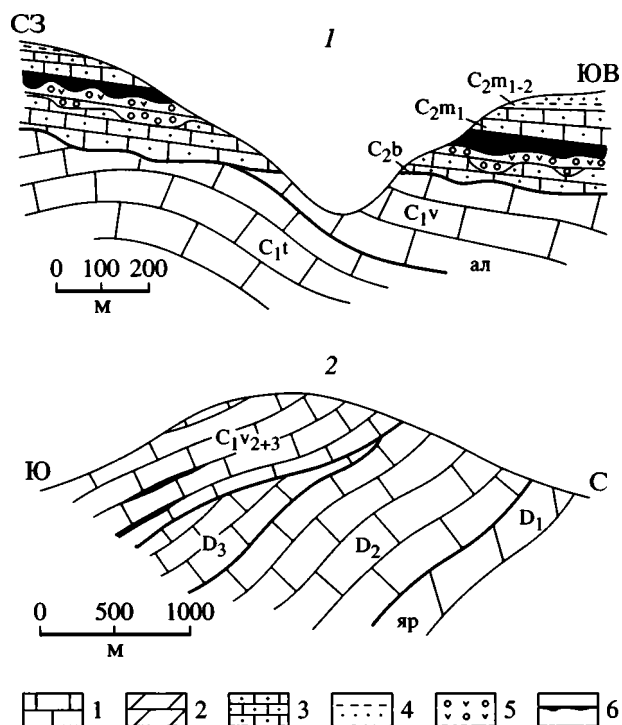


Рис. 2. Угловые несогласия по В.Б. Горянову (1 – Каранглы) и по Г.С. Поршнякову, 1973 (2 – Катрантау), с добавлениями автора (типы разреза: ал – алайский, яр – ярунгузский).

1–2 – доскладчатые известняки (1) и доломиты (2); 3–6 – послескладчатые отложения: 3 – известняки зернистые, обломочные, конгломератовидные, 4 – глинистые сланцы и песчаники (предфлиш), 5 – известняковые конгломераты с боксито-глинистым цементом, 6 – горизонты и линзы аллитов и бокситов.

башкирского возраста. Несогласие между нижним и средним карбоном обнаружено также в горах Алтын-Казык-Гупукан, где оно прослежено на протяжении 20 км в междуречье Акбура – Кырккичик. Известняки, залегающие выше перерыва, здесь описаны как верхнесерпуховско-башкирские (Поршняков, 1973; Бискэ, 1996), однако присутствие в них прослоев бобовых бокситовых пород позволяет предположительно относить их к башкирскому ярусу (рис. 3, б). Максимальные величины углового и азимутального несогласия в отдельных обнажениях этого района составляют 55° и 70°. Подобные несогласия отмечены также в южном крыле Талдыкской синформы – в горах Актур: в правом борту Агатана (рис. 3, 7), у перевала Кырк-Кичик, в лево- и правобережье р. Гурмондан на северном склоне хребта, где несогласно залегающие известняки охарактеризованы комплексом фораминифер раннебашкирского возраста.

В нижних карбонатных покровах (с алайским типом разреза) угловые несогласия по своей интенсивности и площадному распространению значительно уступают несогласиям верхних покровов (рис. 4). Эти перерывы описаны в карбо-

натных аллохтонах по ручью Чачме, в горах Арпалык, Карабий (рис. 4, 8), Чимкайтау (рис. 4, 9), Акташ, а также в левом борту Каравшина на месторождении аллитов Ворух (рис. 4, 10). В этом обнажении пелитоморфные и зернистые известняки серпуховского яруса несогласно перекрываются темно-серыми зернистыми, обломочными и органогенно-обломочными известняками, содержащими по всему разрезу прослои кремней, а в нижней части – прослои пестроцветных глинистых алевролитов и мергелей. В известняках собраны *Pseudostaffella ex gr. antiqua* Dutk., *Ps. praegorskyi* Raus., *Neoarchaedisca gregoryi* (Dain.), *Propermodiscus titanicus* (Reitl.), позволяющие сопоставлять эти слои с верхней частью бедакского горизонта, выделенного в близрасположенном стратотипе М.Н. Соловьевой (1963) как нижний подъярус башкирского яруса. Вышележащие известняки содержат *Ozawainella* sp., *Pseudostaffella ex gr. antiqua* Dutk., *Fusulinidae* gen et sp. indet. (по А.В. Дженчураевой – верхний подъярус башкирского яруса) и отделяются от кроющих нижнемосковских известняков поверхностью размыва.

Завершая описание угловых несогласий, следует отметить, что, обладая региональным распространением в пределах Туркестано-Алая, они носят “рассеянный” характер и не повсеместно проявлены в тех или иных структурах. В известняках башкирского яруса во всех типах разрезов, как правило, содержатся прослои конгломератов и глыбовых брекчий, а также переотложенная фауна девона – нижнего карбона.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

Тектоника и осадконакопление

В венде – раннем палеозое образованию рассмотренных несогласий предшествовало заложение Туркестанского палеоокеана и Карачатырского окраинного моря, происхождение которого было связано с отколом от Алайского континента Актурско-Катранбашинского блока, или Карачатырского микроконтинента (Белоусов, 1998). В конце нижнего карбона, после завершения субдукции океанической коры этих бассейнов, произошло одновременное столкновение всех трех континентальных плит – Алайской, Карачатырской и Киргизской (рис. 6), приведшее к смятию континентальных окраин. Диастрофизм был более интенсивным в Карачатырском фрагменте, “зажатом” между Алайской и Киргизской плитами и обладавшем, к тому же, утоненной континентальной корой. Вероятно, именно данное обстоятельство определяет более резко выраженный характер предбашкирских деформаций и угловых несогласий в этом блоке по сравнению с соседствующими конвергентными плитами. Другая особенность рассмотренных несогласий – их разрозненность – по-видимому, связана с приуро-

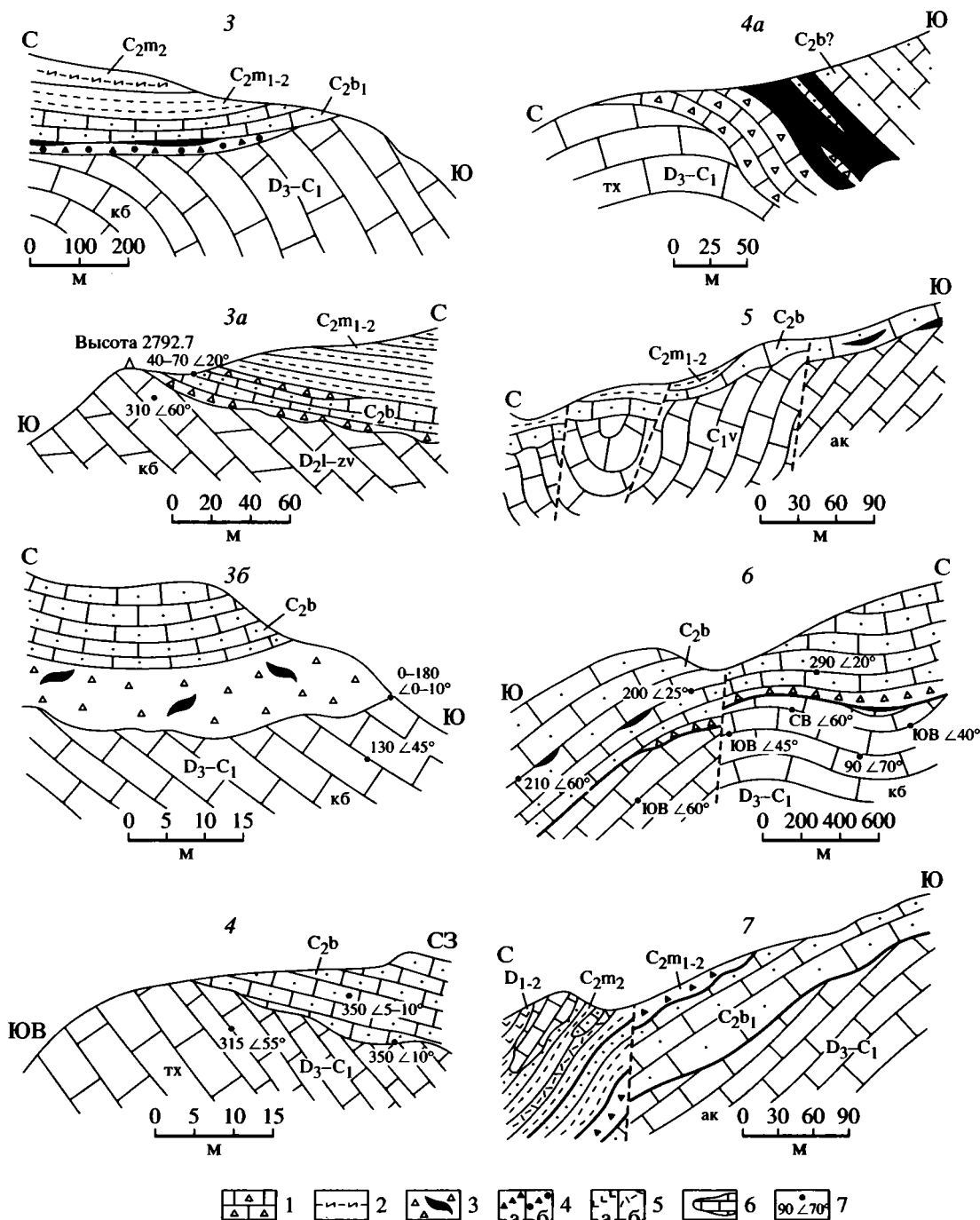


Рис. 3. обнажения с угловыми несогласиями в карбонатных аллохтонах – покровах и олистоплаках (типы разреза: ак – актурский, тх – тохтабузский, кб – катранбабинский).

1 – брекчиевидные известняки; 2 – кремнистые и глинистые сланцы (флиш); 3 – карбонатные брекчии с гнездами бокситов; 4 – бокситоизвестняковые брекчии (а), конгломерато-брекчии с гнездами и линзами бокситовых пород (б); 5 – базальтовые порфиры (а) и туфы основного состава (б); 6 – карбонатные олистоплаки; 7 – азимут и угол падения пород. Другие усл. обозначения см. на рис. 2.

ченностью несогласий к разобренным зонам активизированных разрывов. И, наконец, частое появление азимутальных несогласий, очевидно, является следствием неперпендикулярности конвергентных границ направлению движения плит,

то есть эпизодов “косой” субдукции, обусловившей проявление диагональной разрывной тектоники. Таким образом, существовавшая ранее широтная структурно-формационная зональность к началу среднего карбона осложнилась элемента-

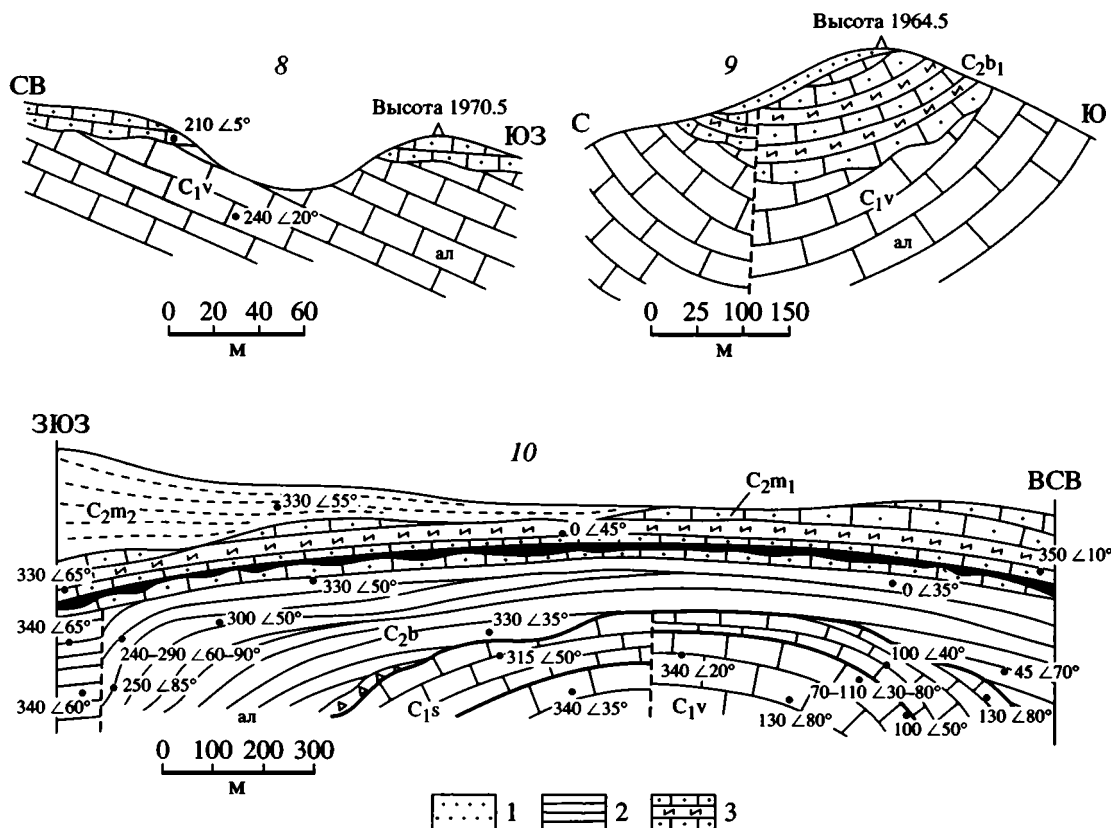


Рис. 4. Угловые несогласия в карбонатных аллохтонах с алайским типом разреза.

1 – наносы; 2–3 – известняки с прослоями кремней: 2 – башкирского яруса, 3 – нижнемосковского подъяруса. Другие усл. обозначения см. на рис. 2, 3.

ми диагональной зональности, обозначившей новый структурный план размещения позднепалеозойских металлогенических зон (Попов и др., 1979).

Подобные проявления складчатости в подвижных поясах, по В.Е. Хайну и М.Г. Ломизе (1995), относятся к эпизодам частичной коллизии, предшествующей общему и окончательному замыканию складчатого пояса. Согласно представлениям В.И. Попова (1972), предбашкирская складчатость Южного Тянь-Шаня – это не главная орогеническая фаза, а “смежная”, не столь мощная, создавшая слабо расчлененный волнистый рельеф. Небольшие поднятия, примыкавшие к пенеплену на карбонатных породах и развивавшиеся на них коры выветривания по основным вулканитам,

служили источником сноса бокситового материала, отложение которого происходило на выровненной поверхности известняков в краевых частях карбонатных платформ: южной – с алайским типом разреза и северной, карачатырской, – с разрезами актурского, журунтузского, тохтабузского и катранбашинского типов (рис. 6, 1).

В конце раннего карбона на алайском и карачатырском форландах¹, оформились первые надыги и покровы терригенных и карбонатно-кремнисто-терригенных отложений континентального склона и подножия, фрагментов океанической коры, среднепалеозойских вторично-спрединговых и островодужных вулканитов и шельфовых отложений океанических островных дуг (Куренков и др., 1988; Бискэ, 1996). К этому периоду относится образование ранних олистостромов, а также полимиктовых меланжей, включающих в обломках обширный спектр наблюдаемых в современном разрезе пород: от докембрийских метаморфических сланцев кристаллического фундамента и глаукофановых сланцев зон субдукции до шельфовых известняков. Тульский полимиктовый ме-

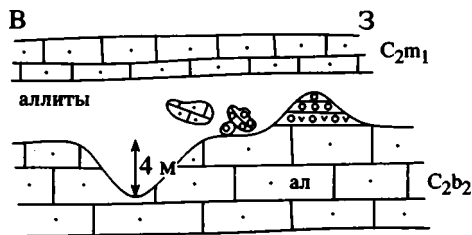


Рис. 5. Русловой врез в основании нижнемосковских известняков в правом борту ручья Каранглы. Усл. обозначения см. на рис. 2, 3.

¹ Часть пассивной континентальной окраины, примыкающая к зоне субдукции; термин удобен своей краткостью.

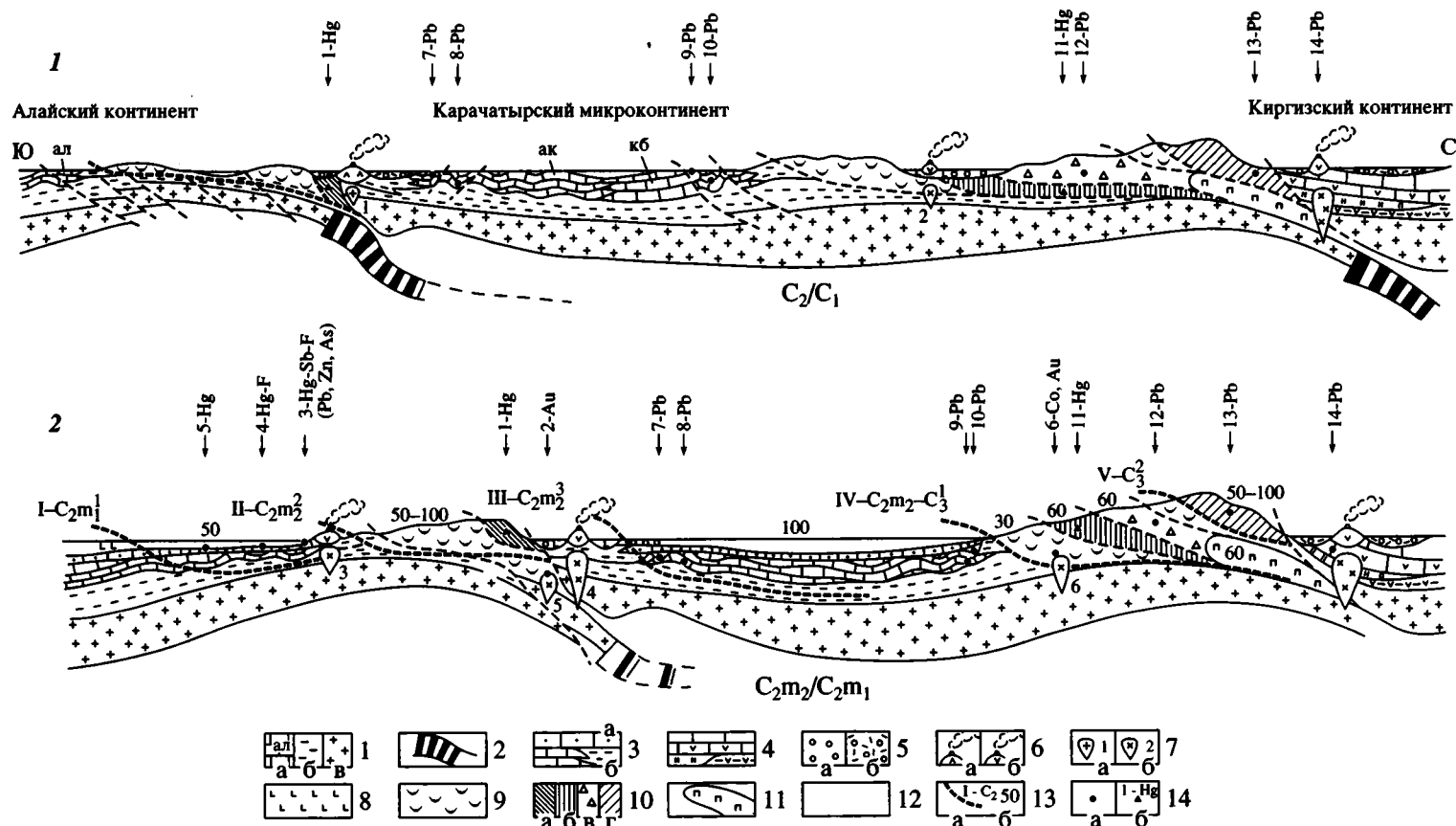


Рис. 6. Палеотектоническая реконструкция геодинамической обстановки формирования предбашкирских угловых несогласий и позднепалеозойских покровов Туркестано-Алая.

1 – Алайская и Карачатырская континентальные плиты: а – карбонатные породы (ал – алайского, D_2-C_2 , ак – актурского, ярунтузского, тохтабужского – S_2-C_2 , кб – катранбашинского – D_3-C_2 типов разреза), б – терригенные, вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения – C-S, в – консолидированная кора; 2 – океаническая кора; 3 – бокситоносные известняки – $C_2b-C_{2m_1}$ (а), зоны фациального перехода пород шельфа и континентального склона (б); 4 – осадочный чехол Киргизского континента: карбонатные породы, вулканиты, эвапориты, вулканогенно-терригенные отложения; 5 – обломочные (а), вулканогенно-обломочные породы (б); 6 – островодужные известково-щелочные вулканические серии: а – субдукционные, б – коллизионные; 7 – интрузии габбро, диоритов, монзонитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов: а – субдукционные, б – коллизионные; 8 – подводный базальтовый вулканизм; 9 – надвиговые пояса форландов: покровы и чешуи, меланж, ранние олистостромы; 10 – аккреционные призмы: а – карачатырской активной окраины (рифтогенные, платформенные, островодужные отложения и “нижние” офиолиты); б – киргизской окраины: б – “верхние” офиолиты, островодужные вулканиты и метаморфиты канской свиты; в – Канский серпентинитовый меланж; г – карбонатные породы с прослоями щелочных вулканических пород, эвапоритов и свинцово-цинковым оруденением; 11 – обдукционная пластина перидотитов; 12 – мантия; 13 – поверхности будущих покровов и их возраст (а), интервалы между ними, в км (б); 14 – “допокровные” рудные месторождения: а – сурьмяно-ртутные, свинцово-цинковые и др., б – ртутные листовитового типа в серпентинитах и основных эффузивах. Месторождения: 1 – Чонкой, 2 – Турук, 3–5 – Хайдаркан: 3 – Северная структура, 4 – Южная Плавиновая гора, 5 – Южная структура; 6 – Акджилга.

ланж, распространенный на алайском форланде, в результате последующего шарьирования в позднемосковское время вошел в состав джидалинского флишево-олистостромового комплекса, а майданский (Бискэ, 1996), образованный в надвиговом поясе карачатырского форланда, – в состав майданского комплекса. К началу среднего карбона в процессе океанической субдукции на активных окраинах плит оформились аккреционные призмы (рис. 6). Верхние, северные, чешуи в призме карачатырской активной окраины были представлены платформенные карбонатно-вулканогенно-терригенными и рифтогенными (по Ваниной, 1987, 1990) образованиями раннепалеозойского возраста. Вместе с нижележащими чешуями офиолитов и бимодальных островодужных вулканитов они составили в дальнейшем верхние аллохтоны джидалинского флишево-олистостромового комплекса. В аккреционной призме Киргизского континента северные чешуи, вероятно, были сложены карбонатными, эвапоритовыми и терригенными отложениями платформенного чехла активной окраины (Босбутау-Кассансайской и Кураминской зон). В современном разрезе Алая они залегают в виде согласных покровов в нижней молассе передового прогиба, образуя крупные массивы на северном и южном склонах Алайского хребта. Происхождение этих аллохтонных масс дискуссионно, так как их обычно относят к алайскому или южно-алайскому типам карбонатного разреза (Поршняков, 1973; Бискэ, 1996). В средней части призмы, по видимому, располагался фрагмент допалеозойского фундамента Карачатырского микроконтинента (?) – канская свита, с изотопным возрастом (Pb-Pb) метаморфических сланцев 935 ± 60 млн. лет, а южнее и ниже – пластины офиолитов и островодужных вулканитов Туркестанского палеоокеана, которые позднее сформировали верхние офиолитовые покровы Алая (Белоусов, 1998). В период столкновения континентальных масс произошла обдукция мантийных пород на карачатырскому окраину и был образован Канский серпентинитовый меланж, в котором присутствуют глыбы гранитоидов предшествующего этапа океанической субдукции.

В башкирско-раннемосковское время на форландах в оставшихся от прежних бассейнов морях продолжалось осадконакопление. На алайской окраине происходило отложение карбонатно-кремнисто-терригенных пород верхних горизонтов шаланской серии (шаланской и турткалинской свит), а на карачатырской пассивной окраине – карбонатной молассы (по Бискэ, 1996).

Вблизи окраин карбонатных платформ в этот период местами образовались небольшие поднятия, обусловившие перемены бокситов и формирование неглубоких эрозионных врезов (рис. 5). К началу позднемосковского времени поднятия в

области южной и северной сутурных зон охватили смежные остаточные прогибы и края карбонатных платформ, подвергшихся размыву и карстованию: на алайской платформе размыв, местами, достигал уровня визе, а на южной окраине карачатырской платформы произошло образование глыбовых брекчий береговых уступов, карстовых брекчий мощностью более ста метров (Баногин, 1978) и карстовых просадок бокситов до ниже-среднедевонских известняков. В центральной части карачатырской карбонатной платформы еще сохранялось мелководное море, а во внутренней части алайской континентальной окраины произошло погружение – заложение будущего флишево-молассового передового прогиба.

Позднемосковское время – это время становления флишево-олистостромовой формации, новой складчатости и покровообразования, причленения Карачатырского микроконтинента к Алайской плите, внедрения гранодиоритовых малых интрузий и трансгрессии моря передового прогиба в северном направлении, навстречу надвигам. На рисунке 6, 2 изображено положение корневых зон будущих покровов – предполагаемых плоскостей срыва осадочного чехла, определяющих глубину тектонической эрозии области сочленения литосферных плит. Эти поверхности определяют объем перемытого и шарьированного материала будущих флишево-олистостромовых комплексов (Белоусов, Безр, 1989; Белоусов, 1997а; Белоусов, 1998) и в этом смысле соответствуют их стратиграфическим границам.

Для согласных покровов Алая характерно разрозненное распределение в разрезе позднепалеозойской флишево-олистостромовой формации, отсутствие тектонитов в их подошве и развитие по периферии аллохтонов ореола олистостромов, что предполагает тектоно-гравитационный, конседиментационный, характер этих покровов (Белоусов, 1997б). Механизм их образования, по-видимому, был связан с последовательным “соскребыванием” тектонических пластин и их гравитационным сползанием в Алайский флишевый прогиб (рис. 6, 2). Представляется вероятным, что гравитационному соскальзыванию тектонических чешуй способствовало создание в зонах столкновения положительного рельефа (Митчелл, Гарсон, 1984; Хайн, Ломизе, 1995) как за счет тектонического скупивания, так, отчасти, и за счет антиклинального изгиба пододвигающихся плит. Последнее обстоятельство могло создавать едва заметный, но столь существенный для гравитации наклон поверхности срыва в сторону наступающего флишевого прогиба (рис. 6, 2). В дальнейшем в процессе поддвига плит этот изгиб, по-видимому, сохранялся, охватывая все более южные части плит, подступающие к сутуре – то есть имел место “эффект волны” и последовательного “взламывания” тектонически расслоенного платфор-

менного чехла с последующим соскальзыванием пластин в бассейн и освобождением нового пространства для трансгрессии моря.

В середине позднемосковского времени, после поддвига алайского форланда под Карачатырскую плиту и сопутствующего шарьирования алайских известняков и чешуй надвигового пояса, море передового прогиба подступило к южной активной окраине Карачатырского микроконтинента. Произошло заключительное столкновение его с Алайской плитой и приращение к ней, ознаменовавшееся интрузивным магматизмом и “сшиванием”, сутурной зоны. Дальнейшее поддвижение наложенной континентальной коры под Киргизский континент привело к “соскребыванию” и шарьированию в наступающий флишевый прогиб актурско-катранбашинской карбонатной платформы и раннекаменноугольного надвигового пояса карачатырского форланда. К ранее образованным толубайскому и джидалинскому флишево-олистостромовым комплексам добавились майданский и сох-киргизатинский, и, таким образом, завершилось накопление осадков флишево-олистостромовой формации. В середине позднего карбона трансгрессия моря распространилась до карачатырского форланда, и флишевое накопление в передовом прогибе сменилось молассовым. После надвигания верхней, карбонатной, чешуи аккреционной призмы произошло заключительное столкновение континентальных плит, внедрение крупных гранитных интрузий и “спаивание” Алайского континента с Киргизским. В остаточных бассейнах передового прогиба началось отложение грубых, в том числе континентальных моласс – свидетелей наступления заключительной, позднеорогенической (по Хаину, Ломизе, 1995), стадии развития подвижного пояса.

Итак, установлено, что угловые несогласия на границе нижнего и среднего карбона в Туркестано-Алае обнаруживают связь с эпизодом начальной коллизии и пространственно тяготеют к зонам смятия вблизи конвергентных границ континентальных плит. Вероятно, с этим же эпизодом было также связано и заложение тектонических поверхностей, соответствующих будущим покровам, которые оказали существенное влияние на характер последующего накопления флиша, олистостромов и моласс. Выявленная двойственность палеотектонических событий (две субдукции и две коллизии), обусловленная существованием промежуточного Карачатырского блока, увязывается с излагаемыми ниже процессами магматизма и рудогенеза.

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Магматизм стадий – рифтогенной, раскрытия океанических бассейнов и субдукции океанической коры – освещен в предшествующих публика-

циях (Резвой, 1959; Поршняков, 1973; Стратифицированные и интрузивные..., 1982; Леснов и др., 1982; Додонова и др., 1984; Куренков, 1983; Куренков и др., 1988; Ванина, 1987, 1990; Бискэ, 1996) и в настоящей статье не рассматривается. Основное внимание в работе уделено коллизионному магматизму Туркестано-Алая, который является проблематичным и во многих своих проявлениях не описанным. Тем не менее один аспект предшествующего субдукционного магматизма все же заслуживает отдельного обсуждения.

В левобережье Соха к западу от пос. Туль в джидалинском флишево-олистостромовом комплексе залегают чешуи вулканогенно-терригенных пород караташской толщи, в которой глинистые сланцы, песчаники и конгломераты переслаиваются с андезитоацитами, трахиандезитами, альбитофирами, диабазовыми порфиритами и их туфами. Вулканиды фаунистически охарактеризованы нижним – средним карбоном и отнесены к островодужному типу (Ненахов и др., 1992). Первичное положение островной вулканической дуги, возникшей на активной окраине Карачатырского микроконтинента в заключительный период субдукции океанической коры, показано на рисунке 6, 1, ..., 1. В современном разрезе караташские чешуи залегают выше аллохтонных пластин тульского полимиктового меланжа, включающего глыбы известняков визейского яруса. Островодужный вулканизм карачатырской активной окраины, по-видимому, имел продолжение в среднем карбоне – на коллизионном этапе: в бокситах карбонатных разрезов актурского и тохтабузского типов иногда обнаруживается значительная примесь осколков вулканического стекла. Рассматриваемый вулканизм носил локальный характер, что было связано, вероятно, с выполаживанием на глубине пододвигающейся Алайской плиты (критерием амагматичности активных окраин, по Хаину, Ломизе, 1995).

Ранние коллизионные магматиты карачатырского форланда представлены основными эффузивами и туфами вулканогенно-граувакковых толщ, которые слагают верхние аллохтоны майданского флишево-олистостромового комплекса (рис. 6, 1; ..., 2). В междуречье Кошмойнак – Джиптыксу в основании сох-киргизатинского комплекса залегают олистостромы и кремнисто-терригенный флиш с чешуями ритмично переслаивающихся туфомиктовых конгломератов, брекчий, граувакковых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев, вмещающих горизонты туфов, порфиритов и олистостромов (Белоусов, 1998). В прослоях и глыбах обломочных известняков здесь собрана разновозрастная переотложенная фауна, в которой наиболее молодой комплекс органических остатков представлен фораминиферами намюрского яруса: *Tuberitina magna* Pojark., *Propermodiscus* sp., *Howchinia gibba*

(Moell.), *H. subconica* (Brazhn. et Jarz.). Ниже залегают терригенные отложения среднекаменноугольного возраста (по В.И. Котельникову, 1973 г.), взаимоотношения с которыми, по-видимому, носят тектонический характер. В районе Кан-и-Гута в аллохтонно залегающей толще базальтов, туфов, кремнистых и терригенных пород из прослоев детритовых известняков в туфах Н.А. Редичкиным определены фораминиферы нижней части среднего карбона (Белоусов, 1998), указывающие на вероятный башкирский возраст вулканических пород. Тот же ранне-среднекаменноугольный возраст установлен и для вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений урочища Сартале (В.И. Белоусов, 1980 г.), вмещающих прослои туфов и оливиновых порфиритов. Ранее эти породы относились либо к силуру, либо к матриксу позднепалеозойской флишево-олистостромовой формации. Этому же циклу, вероятно, принадлежат близкие по составу и строению образования хондагайской, чилесайской, чугамской и турабулакской свит, содержащие олистостромы намюрского? возраста (Макарычев, 1979). Однако сходство литологического состава и строения вулканогенно-граувакковых толщ описанных районов, видовых форм органических остатков и единство первичного положения в области остаточного бассейна на карачатырской пассивной окраине (рис. 6, 1; ..., 2), позволяет предполагать их принадлежность к единому островодужному вулканическому циклу башкирского возраста. Таким образом, смена субдукционного магматизма коллизионным в начале среднего карбона произошла, вероятно, одновременно как в Туркестано-Алае, так и на южной окраине Киргизского континента, где с этого момента начал формироваться вулканоплутонический пояс (Бискэ, 1996).

Одновременно с заложением Алайского флишевого прогиба в конце раннемосковского времени на пассивной алайской окраине в бокситоносных известняках алайского форланда отложились основные туфы (район Каранглы), а несколько позже, в начале позднемосковского времени, в тыловой части алайской карбонатной платформы имели место подводные излияния оливиновых базальтов, образующих тонкие прослои в толубайском флише у поселка Бедак (рис. 6, 2). Во фронтальной части алайской карбонатной платформы образованию толубайского флиша предшествовали гранитоидный магматизм, воздымание карбонатных пород, их размыв, субаэральный вулканизм риолит-андезитового состава (рис. 6, 2; ..., 3) и связанное с ним формирование сурьмяно-ртутных месторождений джаспероидного типа (Хайдарканского, Кадамджайского и др.: рис. 6, 2; 3-Hg-Sb-F, 4-Hg-F; 5-Hg).

В терригенных отложениях толубайского флишево-олистостромового комплекса присутствуют обломки, глыбы и олистоплаки вулканитов сред-

него – кислого составов, а также обрывки субвулканических даек и лавовых покровов, залегающих в олистоплаках в кровле известняков. В олистостромовых горизонтах обломки магматитов ассоциируют с глыбами джаспероидов и рудных брекчий и часто соответствуют им по степени своего обогащения тем или иным рудным компонентом (Hg, Sb, F). В Хайдаркане на участке Восточная Вершина описан следующий разрез сложной глыбы (снизу–вверх): известняки, мощностью в первые метры, джаспероиды (1–3 м), окварцованные риолиты, риодациты, вторичные кварциты (6–8 м). В сланцево-известняковой олистоплаке на месторождении Новое задокументированы дайки фельзитов и риолитовых порфиров (5–15 м), прорывающие известняки нижнего–среднего карбона, рудную зону и кроющие сланцы. В одной из даек обнаружено полиметаллическое оруденение, наложенное на вмещающую сурьмяно-ртутную рудную брекчию. В Кадамджае известняковая олистоплака Сланцевого Клина – Сурьмяного Гребня в своей восточной части представлена визейскими известняками, на размытой поверхности которых залегают лавы андезитов, кислых эффузивов и их туфы (Бергер, Натальин, 1989; Натальин, 1992), выполняя развитые в кровле известняков промоины субширотного простирания. На площади Абширского, Кадамджайского и Хайдарканского рудных полей обломки оруденелых риолитов и андезитов обнаружены в олистостромах на участках Капчигай, Сурьмяный Гребень, Карабий, Кара-Арча, Данге.

Комагматичные интрузивные породы найдены лишь в единственном обнажении: на участке Булат Абширского рудного поля в штольне 22 задокументирована (И.И. Бочкарев, 1952 г.) окатанная глыба гранодиоритов, залегающая в толубайском флише совместно с валунами рудной брекчий. Более широко распространены интрузивно-контактовые метасоматиты, представленные глыбами, валунами и гальками скарнов (И.И. Бочкарев, 1952 г.) на Абшире и обломками серицит-плагиоклаз-кварцевых роговиков на участках Булат, Капчигай, Сурьмяный Гребень и Новое. Интересным представляется одно обнажение на Капчигае, где в глыбе рудной брекчий заключен валун скарна (0.5 × 1 м), что свидетельствует о до-рудном возрасте гранитоидов. Таким образом, для фронтальной части алайской карбонатной платформы вырисовывается следующий возрастной ряд образованных в начале позднемосковского времени магматитов: гранодиориты – андезиты и риолиты (сурьма, ртуть) – дайки фельзитов (полиметаллы).

На карачатырской активной окраине в это время происходило внедрение плагиогранит-порфиров, кварцевых порфиров а также излияние риолитов, базальтов и андезитобазальтов с гиперкларковыми содержаниями свинца, цинка,

марганца и серебра (рис. 6, 2; ..., 4). Обломки и глыбы этих пород присутствуют в олистостромах и меланже верхних горизонтов джидалинского комплекса в правобережье Зархара. К этому же циклу, вероятно, следует относить окварцованные туфы дацитовых порфиров, залегающих покровом на известняках карбонатной олистоплаки в южном подножье гряды Улугтау, а также порфириты, риодациты, риолитовые порфиры и их туфы (с повышенными содержаниями ртути и марганца) в глыбах джидалинских олистостромов ручья Шаран.

Середина позднемосковского времени ознаменовалась внедрением малых интрузий в зоне Карачатырской сутуры (рис. 6, 2; ..., 5), впоследствии перемещенных (вместе с вмещающими сланцами) в форме олистолитов в джидалинский флиш. В Хайдаркане, в левом борту Зархара, в сланцах залегает небольшой (первые метры) шток долеритов и габбродолеритов с повышенным содержанием олова (0.2%), свинца и серебра, а в правом борту ручья – штокообразное тело (15 м) кварцевых диоритов, окруженное зоной ороговичкованных сланцев с золоторудной минерализацией. В верховьях Акбуры в аналогичной структурной позиции находится Турукская интрузия гранодиоритов, кварцевых диоритов и монцонитов, которые очень слабо изменяют вмещающие породы джидалинского комплекса. Последние содержат валуны и глыбы скарнов, тремолитовых пород и риолитовых порфиров, что подтверждает мнение Т.А. Додоновой и др. (1984) о среднекаменноугольном возрасте гранодиоритов Турукской интрузии. Для них характерны гиперкларковые содержания олова и скандия, а для контактовых метасоматитов – золота (рис. 6, 2; 2-Au).

Завершающий этап становления флишево-олистостромовой формации в конце среднего – начале позднего карбона, по-видимому, сопровождался новым столкновением континентальных плит и мощным интрузивным магматизмом в Туркестанской сутурной зоне и на южной окраине Киргизского континента. Отложения карбонатной и флишево-олистостромовой формации, располагавшиеся в это время в 150 км к югу от Туркестанской сутуры (рис. 6, 2; ..., 6), были прорваны малыми интрузиями монцодиоритовой и граносиенитовой субформаций (Додонова и др., 1984 – Чалкуйрюкская, Ходжакелянская, Газская, Сурметашская и др. интрузии). Комагматичные вулканы были представлены основными туфами Агатана в горах Актур (Белоусов, 1998), слагающими верхние горизонты шютской свиты, а также кислыми туфами и трахиандезитами в Карачатыре (Бискэ, 1996). В интрузиях отмечены повышенные по сравнению с кларковыми содержания олова, вольфрама, мышьяка, скандия и иногда кобальта и золота. Аллохтонные магматиты среди них не известны, за исклю-

чением глыб диоритов, залегающих в меланже сох-киргизатинского комплекса в левом борту Исфайрама.

Таким образом, фаунистические данные о башкирском, ранне- и позднемосковском возрасте серии вулканических проявлений основного, среднего и кислого составов, а также особенности взаимоотношений кислых дайковых и интрузивных тел долерит-гранодиоритового состава с позднемосковскими отложениями свидетельствуют о среднекаменноугольном возрасте этих магматитов. Корреляционная схема магматических пород среднего карбона представлена на рис. 7.

Более поздние излияния лав в молассах передового прогиба и межгорных впадин представлены диабазовыми порфиритами Гузана (Белоусов, 1998), порфиритами и кварцевыми альбитофирами Исфары, Баткена и гор Каратау (Резвой, 1959). Возможно, к этому же циклу следует отнести позднекаменноугольные – раннепермские андезиты и дациты Ходжакеяна, для которых все же не исключается связь с коллизией в области южной окраины Алайского континента (Бискэ, 1996). О заключительной стадии коллизионного магматизма, связанного с процессом континентальной субдукции Алайской плиты, свидетельствуют находки раннепермских кислых туфов в морской молассе Карачатыра, порфиритовых туфов и кварцевых альбитофиров по р. Ачиксу, а также более молодых риолитовых дацитов в красной молассе Восточного Карачатыра (Резвой, 1959; Бискэ, 1996).

Не вполне ясной остается геологическая природа пермских гранитоидов I-, S- и A-типов на южном склоне Алая и в приводораздельной части Алайского и Туркестанского хребтов. По мнению Ю.С. Бискэ (1996) источником I-гранитов или смешанных (I-S) серий могла быть субокеаническая кора Вашанской (Зеравшанской) зоны при условии ее пододвигания к северу под Алайский континент. Данный вариант соответствует представлению (Пай, 1991) о существовании в прошлом к югу от Алайского континента Южно-Алайского океанического бассейна, а в современной структуре – мощной (8 км) зоны торошения, погружающейся в северном направлении под Туркестано-Алай. С другой стороны, высказанная концепция согласуется с нахождением во флишевой серии Зеравшано-Туркестанской зоны субдукционных вулканитов и интрузий среднепалеозойского возраста (Пейве, 1980; Бискэ, 1996), а также, по-видимому, коллизионных верхнепермских липаритов в Туркестанском хребте в междуречье Ляйляк-Сох (Додонова, 1984). Далее рассмотрим эпизоды рудообразования в Алае.

Месторождения субдукционного этапа представлены рудными скоплениями свинца (с цинком и серебром) в карбонатных породах среднепалеозой-

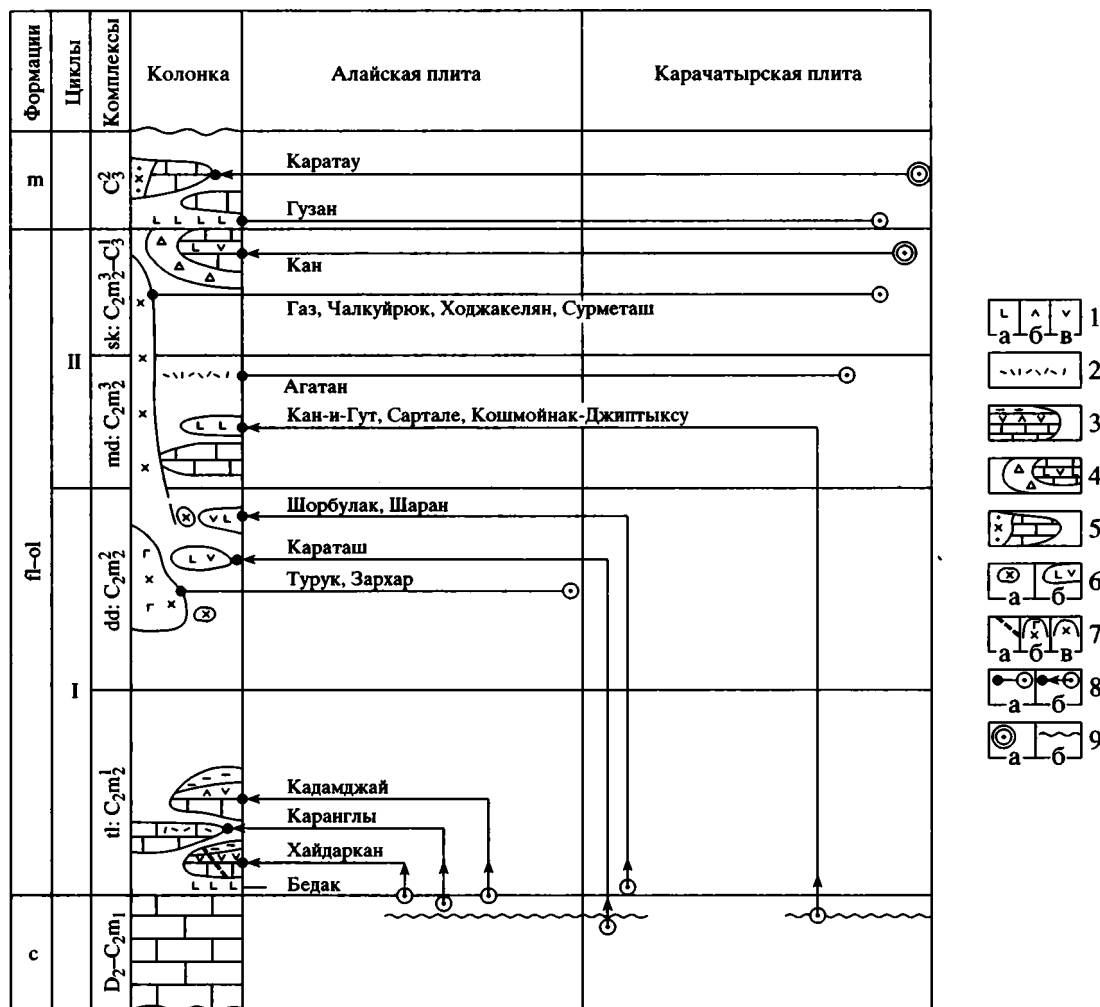


Рис. 7. Схема корреляции магматизма и палеотектоники в среднем карбоне. Формации: с – карбонатная, fl-ol – флишево-олистоострововая и ее комплексы (tl – толубайский, dd – джидалинский, md – майданский, sk – сох-киргизатинский), m – молассовая.

1–2 – вулканы: 1 – эффузивы: а – основного, б – среднего, в – кислого состава; 2 – основные туфы; 3–6 – глыбы, олистоплаки и покровы: 3 – карбонатные с вулканитами и нашлапками сланцев, 4 – Канский серпентинитовый меланж с блоками известняков тахматдангинской свиты, 5 – карбонатная олистоплака с интрузией в известняках алякитовых гранитов, 6 – глыбы гранитоидов (а) и вулканитов (б); 7 – дайки фельзитов (а); б–в – интрузии: б – гранодиоритов, кварцевых диоритов, монзонитов, долеритов; в – монодиоритов и граносиенитов; 8 – современное и палеотектоническое положение магматитов: а – автохтонных, б – аллохтонных; 9 – покровы аккреционной призмы активной окраины Киргизского континента (а), предбашкирское несогласие (б).

ского возраста. Эти “загадочные”, по В.И. Смирнову, месторождения в своем первоначальном положении были приурочены к двум провинциям, занимавшим разную геодинамическую позицию. Одна из них располагалась в пределах карбонатной платформы Карачатырского микроконтинента, будучи приуроченной к ее краям (рис. 6). На нижнем, девонском, уровне здесь были размещены стратиформные пластовые месторождения верховьев Пума (8-Pb) и Турабулакское (9-Pb), а на верхнем, раннекаменноугольном, – стратифицированные месторождения пластово-трещинного типа – Шорбулак (7-Pb) и Кан-и-Гут (10-Pb). Вероятным источником свинца и цинка являлись глинистые породы в краевых зонах карбонатной

платформы в период ее активизации (Горжевский, 1989). В дальнейшем эти месторождения были шарьированы во флишевый прогиб в составе нижних и верхних чешуй майданского комплекса (Белоусов, 1998).

Вторая провинция – активная окраина Киргизского континента, область минерализованных магматических дуг (по Митчеллу, Гарсону, 1984). В современной структуре – это Босбутау-Сумсарский рудный район (рис. 6, 14-pb), в котором стратиформное свинцово-цинковое оруденение в известняках нередко обнаруживает связь с подводным вулканизмом, кремненакоплением и фумарольно-сульфатарной деятельностью (Войтович, 1983; Войтович, Донец, 1985). В начале коллизионного

этапа рудовмещающие карбонатные породы были надвинуты на толщи континентального склона внешней дуги и включены в состав канского серпентинитового меланжа (месторождение Кан – рис. 6, 12-Pb) и аккреционной призмы (месторождения Гузан, Каратау – рис. 6, 13-Pb). Первоначальные данные об аллохтонной природе массива Гузан (Резвой, 1959; Кухтиков, 1968), залегающего в верхнекаменноугольной молассе, были в дальнейшем дополнены сведениями о его чешуйчатом строении и аллохтонном залегании самого месторождения (В.С. Войтович, 1979 г.). Аллохтонный массив гор Каратау примечателен присутствием в нем аляскитовых гранитов (Резвой, 1959) в позиции, близкой к гранитам гор Бозбутау Срединного Тянь-Шаня, а также наличием в верхнекаменноугольных конгломератах галек этих гранитов, что свидетельствует об их вторичном, аллохтонном залегании. Вероятным южным продолжением Каратау-Гузанских аллохтонов могут быть карбонатные массивы так называемого “южно-алайского” типа разреза (Бискэ, 1996), которые отличаются от алайских своим стратиграфическим положением (Белоусов, 1997б), широким развитием эвапоритов и вулканитов щелочного ряда (В.М. Ненахов, 1985 г.), подобных бозбутауским (Додонова и др., 1984), а также свинцово-цинковой металлорудной специализацией.

Для джаспероидных сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы установлена связь с субаэральным вулканизмом коллизийного этапа; геодинамическая позиция их освещена выше. Чонкойское месторождение листовитового типа (рис. 6, 1; 1-Hg) было, по-видимому, образовано в аккреционной призме на активной окраине Карачатырского микроконтинента, так как ртутной минерализации и листовитизации подверглись не только ультраосновные породы, но и островодужные вулканиты этой призмы. В дальнейшем это месторождение вместе с покровом нижних офиолитов вошло в состав джидалинского флишево-олистоостровового комплекса. Таким образом, время образования Чонкойского месторождения ограничивается интервалом: конец раннего карбона – начало позднемосковского времени. Одновременно с Чонкою кварц-анкеритовому метасоматозу подверглись в зоне Туркестанской сутуры базальты океанической коры, в которых оформились небольшие месторождения ртути – Бешбулак и др. (рис. 6, 1; 11-Hg), впоследствии шарьированные в составе верхних офиолитовых покровов на отложения сох-киргизатинского комплекса.

Итак, в геодинамическом аспекте рассмотрены основные месторождения Туркестано-Алая, преобразованные еще в позднем палеозое в процессе шарьирования в аллохтонные рудные скопления (В.И. Белоусов, 1983 г.). Эти месторождения не вписываются в рамки “классической” металло-

гении и требуют особого подхода в определении их генезиса, возраста и закономерности размещения во времени и пространстве.

В заключение необходимо остановиться на важном событии новейшего развития Туркестано-Алая – шарьяжных перекрытиях неогенового возраста, охвативших территорию всего Южного Тянь-Шаня (Ю.В. Нечаев и др., 1991 г.). В рассматриваемом районе они привели к сдвиганию разреза и перекрытию обеих сутур и краевых частей мезозойско-кайнозойских впадин и молассовых прогибов (рис. 8). В результате этих событий произошло надвигание автохтонных и аллохтонных образований карбонатного шельфа на верхние офиолитовые покровы и на область распространения залегающей на глубине в Карачатыре обдукционной чешуи мантийных пород (Белоусов, 1997б). С альпийской тектоникой Ферганской впадины и ее горного обрамления связано образование залежей поднадвиговой нефти, вскрытой на месторождении Минбулак (рис. 8) скважиной с необычно высоким дебитом. В южном борту Ферганской впадины в этом отношении представляет интерес район Карачатыра (рис. 8, Араван), где капельки нефти очень часто встречаются в керне скважин практически во всех породах – от кембрия до верхнего карбона. Выполненные построения намечают существование пространственной связи нефтеносных мезозойско-кайнозойских впадин в современной структуре Южной Ферганы (Ферганской, впадин сороковой параллели) с местоположением Туркестанской и Карачатырской офиолитовых сутур.

ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотренные геологические события охватывают конец зрелой и большую часть орогенной стадии развития подвижного пояса (по Хайну, Ломизе, 1995). Предбашкирские угловые несогласия относятся к первому столкновению плит. Дистрофизм последующих столкновений в процессе продолжавшейся континентальной субдукции – в конце позднемосковского времени, в позднем карбоне и в перми изучен недостаточно и требует отдельного обсуждения.

Первое столкновение плит обозначило смену океанической субдукции континентальной, которая происходила в условиях умеренного сжатия, сопровождавшегося покровообразованием и кратковременными периодами растяжения и магматизма. Проведенная корреляция магматизма Туркестано-Алая с другими геологическими событиями в среднем карбоне основывается на альтернативных представлениях о среднекаменноугольном возрасте серии изверженных пород Южного Тянь-Шаня: монцодиоритов и гранодиоритов Алая (Додонова и др., 1984; Дубров, 1940; Резвой, 1959; Кухтиков, 1968), базальтовых вул-

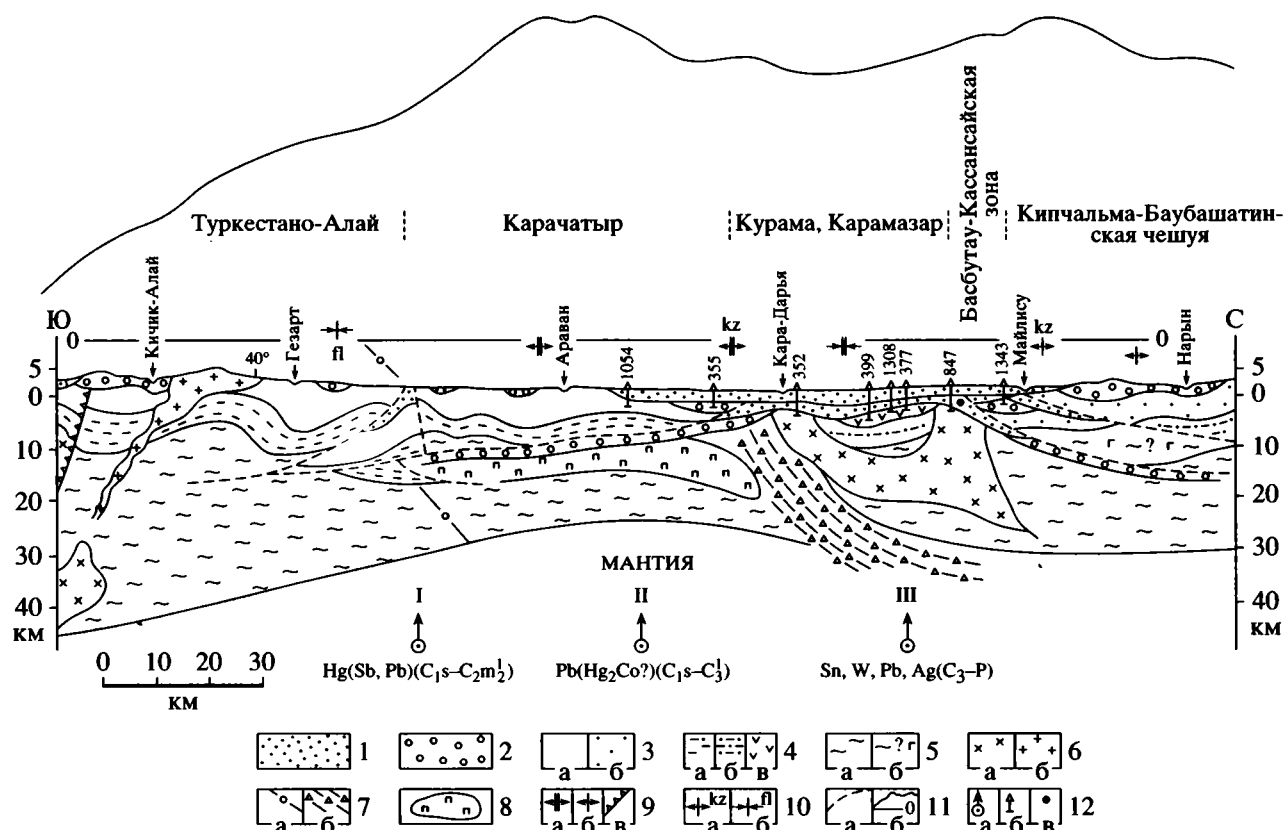


Рис. 8. Физико-геологическая модель современной структуры Ферганской впадины и ее горного обрамления (по В.И. Белоусову, А.Н. Лобаченко, 1990 г., с добавлениями).

1 – рыхлые отложения ($Mz-Kz$); 2 – моласса (C_3^2-P); 3 – карбонатные и терригенные отложения осадочного чехла: а – флишево-олистостромовая ($C_2m_2-C_3^1$) и карбонатная ($D_2-C_2m_1$) формации Алайской плиты, б – Киргизского континента; 4 – терригенная формация и осадочный чехол древних платформ: а – алайской, б – киргизской, в – кварцевые порфиры (C_2-T_1) Кураминской зоны; 5 – консолидированная кора (а), anomalно плотные породы Бозбутау-Кассансайской зоны (б); 6 – гранитные батолиты (а), малые гранитоидные интрузии (б); 7 – офиолитовые сутуры: а – Карачатырская, б – Туркестанская; 8 – предполагаемая на глубине обдукционная чешуя перидотитов; 9 – оси гравитационных аномалий: а – первого порядка (Южно-Ферганский максимум и Ферганский минимум), б – второго порядка, в – зона максимальных горизонтальных градиентов в поле силы тяжести; 10 – положение осей: а – гравитационных аномалий с поправкой на влияние рыхлых отложений, б – флишевого прогиба Алая; 11 – альпийские надвиги и шарьяжи (а), график значений поля силы тяжести в редукции Буге (б); 12 – относительное положение флюидных потоков, их металлогеническая специализация и возраст месторождений (а), нефтеразведочные скважины (б), позиция поднадвигового месторождения нефти Минбулак (в).

канитов Кокшаала (Брежнев, 1970) и многих гранитоидов Нуратинского, Туркестанского, Алайского и Кокшаальского хребтов, имеющих изотопный возраст 300–320 млн. лет (Бискэ, 1996). Среднекаменноугольный возраст вулканитов и даек среднего – кислого состава в пределах сурьмяно-ртутных рудных полей Южной Ферганы уверенно коррелируется с позднемосковским возрастом границы карбонатной формации алайского типа и перекрывающего ее толубайского флишево-олистостромового комплекса, а “обратная” вертикальная металлорудная зональность аллохтонных месторождений в современном разрезе покровно-складчатого сооружения (Белоусов, 1995) довольно четко увязывается с предшествующей шарьированию “нормальной” латеральной зо-

нальностью автохтонных месторождений и металлогенических зон ($Hg-Sb-Pb$).

В подвижных поясах реорганизация литосферных плит, орогенез и магматизм обусловлены активизацией мантийных плюмов (Филатова, 1998), оказывающих влияние на распределение структур в мантии и связанных с ними главных рудных месторождений и рудных узлов (Кутина, 1982). Именно в этой связи с мантийными процессами следует рассматривать ту латеральную металлогеническую зональность, которая сложилась к настоящему времени в области конвергентной границы Алайского и Киргизского континентов (с юга на север): ртуть–свинец–олово. В историческом аспекте данная зональность связана со следующими геодинамическими структурами (с

юга на север): Карачатырское море и его офиолитовая сутура – Карачатырская плита – активная окраина Киргизского континента (рис. 8).

В геологических событиях развития Туркестано-Алая нашли свое отражение общие закономерности геодинамической эволюции подвижных зон: запаздывание горообразования по отношению к складчатости (Артюшков, 1993), одновременное с началом поднятия смежного складчатого сооружения заложение передового прогиба в тыловой части поддвигающегося континента (Пейве, 1980; Хаин, Ломизе, 1995), ускорение погружения в передовом прогибе с начала надвигания на него тектонических покровов (Хаин, Ломизе, 1995), миграция надвиговых поднятий от сутуры в сторону передового прогиба (Митчелл, Гарсон, 1984) и формирование на них расчлененного рельефа в период олистостромообразования (Макарычев, 1989; М.М. Кухтиков, 1993 г.), преобладание полярности в движении литосферных плит (Пейве, 1980; Митчелл, Гарсон, 1984; Хаин, Ломизе, 1995). Наиболее отчетливо в Туркестано-Алае проявились такие характерные для складчатых областей особенности, как закономерное расположение покровов в складчатой структуре и заложение тектонических поверхностей задолго до аккреции континентальной коры (Книппер, 1990).

Новые представления об островодужном характере и геодинамической позиции базальтов вулканогенно-терригенных толщ нижнего – среднего карбона (в Кичик-Алае, Сартале, Кан-и-Гуте и Турабулаке), охарактеризованных переотложенной фауной намюрского – башкирского ярусов, препятствуют повышению их возраста и предполагают более широкое проявление вулканизма в башкирское время, чем считалось ранее (Белоусов, 1998). Второй вопрос касается цикличности в образовании флишево-олистостромовой формации, соответствующей двум разным во времени и пространстве континентальным субдукциям: ранней – Алайской плиты под Карачатырский микроконтинент (первый цикл) и поздней – сочлененной Алайско-Карачатырской плиты под Киргизский континент (второй цикл). В начале каждого цикла происходило образование карбонатных аллохтонов (в толубайском и майданском комплексах), а в конце – покровов пород, слагающих надвиговые пояса форландов и аккреционные призмы (в джидалинском и сохкиргизатинском комплексах). Таким образом, в период накопления флиша в передовом прогибе намечаются две субдукции, две коллизии и два цикла осадконакопления и покровообразования (рис. 6, 2; I–II, III–IV). Третье предположение затрагивает проблему геологической природы Южно-Ферганского гравитационного максимума (Белоусов, 1997б), региональная составляющая которого в поле силы тяжести может быть

обусловлена куполовидным поднятием холодной мантии в области Туркестанской офиолитовой сутуры, а также утонением и повышенной плотностью континентальной коры на пассивной окраине Алайского континента (рис. 8). Локальная составляющая гравитационного максимума, возможно, связана с обдукционной чешуей перидотитов, залегающей под альпийским надвигом и верхнепалеозойскими молассами на глубине 10–15 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа взаимоотношений геологических образований в современном разрезе Алая – в вертикальном ряду формаций, покровов и аллохтонных месторождений – выполнена палеотектоническая реконструкция конвергентной области Алайского и Киргизского континентов и отстроен для среднекаменноугольного времени латеральный ряд формаций, автохтонных месторождений и корневых зон будущих покровов. На палеотектонических разрезах нашли отражение угловые несогласия и основные элементы трех континентальных плит, а также проявления субдукционного и коллизионного магматизма. Новым по сравнению с прежними реконструкциями является выделение Карачатырского микроконтинента и его коллизионных магматитов. Кроме того, более подробно рассмотрен механизм образования тектоно-гравитационных конседиментационных покровов.

Выполненная корреляция геологических событий – движения континентальных плит, их столкновения и сопутствующего магматизма и рудогенеза, тектонического скупивания, складчатости, горообразования, заложения и развития передового прогиба – свидетельствует о том, что в течение позднего палеозоя субдукции в Палео-Алае происходила в северном направлении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Баногин С.Н. Новые данные о конгломерато-брекчиях и бокситах Южной Ферганы // Геология и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1978. Вып. 1. С. 20–36.
- Белоусов В.И., Безр М.А. Флишево-олистостромовая формация Алая // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1989. № 6. С. 3–13.
- Белоусов В.И. Опыт изучения металлогенической тектоностратиграфии Алая и других покровно-складчатых сооружений // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1995. № 5. С. 3–12.
- Белоусов В.И. О роли олистостромов и покровов в стратиграфии флишево-олистостромовых комплексов Туркестано-Алая // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1997а. № 3. С. 9–21.

- Белоусов В.И.* Геологическое строение Алая по данным глубинных вертикальных электрических зондирований // Изв. Вузов. Геология и разведка. 19976. № 4. С. 3–14.
- Белоусов В.И.* О роли олистостромов и покровов в геологии Туркестано-Алая (Южный Тянь-Шань). Статья 2 // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1998. № 6. С. 33–45.
- Бергер В.И., Натальин Н.А.* Фациальная обстановка формирования сурьмяно-ртутного оруденения в Южном Тянь-Шане // Рудоносность осадочных комплексов (Докл. советск. геологов на XXVIII сессии МГК). Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 176–185.
- Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во ЛГУ, 1996. 192 с.
- Брежнев В.Д., Довжиков А.Е., Иванов Г.В.* Палеозойские отложения системы хребтов Кок-Шаала // Вопросы геологии Средней Азии. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. С. 200–224.
- Буртман В.С.* Южный Тянь-Шань // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 169–180.
- Ванина Л.В.* О тектонической позиции нижнепалеозойских отложений в герцинидах Южного Тянь-Шаня (на примере Восточного Карачатыра и смежных районах Алайского хребта) // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 119–139.
- Ванина Л.В.* Палеогеодинамика раннего палеозоя Южного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 8. С. 113–122.
- Войтович В.С.* О палеотектонических условиях формирования стратиформных месторождений // Вопросы генезиса стратиформных месторождений цветных металлов. Алма-Ата: КазИМС, 1983. С. 46–55.
- Войтович В.С., Донец А.И.* Южноферганская переходная тектоническая зона и ее металлогения // Сов. геология. 1985. № 1. С. 86–95.
- Горжецкий Д.И., Донец А.И.* Геолого-генетическая типизация свинцово-цинковых месторождений в карбонатных комплексах // Рудоносность осадочных комплексов (Докл. советск. геологов на XXVIII сессии МГК). Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 153–161.
- Додонова Т.А., Помазков К.Д., Помазков Я.К.* Эндогенные геологические формации Киргизии. Фрунзе: Илим, 1984. 212 с.
- Дубров А.Г.* Мышьяковые месторождения центральной части Алайского хребта // Геология и полезные ископаемые Средней Азии. М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 59–72.
- Книппер А.Л.* Тектоническая расслоенность как закономерный результат развития земной коры в неогее // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 5–12.
- Коннов Л.П.* Геология и генезис бокситов Средней Азии. М.: Недра, 1972. 288 с.
- Куренков С.А.* Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 96 с.
- Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М. и др.* Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 71–102.
- Кутина Я.* Возможное влияние структур верхней мантии на распределение главных рудных месторождений и рудных узлов // Тезисы докладов VI симпозиума, Тбилиси, 1982 г. Тбилиси, 1982. С. 138–139.
- Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
- Леснов Ф.П., Белоусов В.И., Агеева Л.И., Васильев Ю.Р.* Новые данные по геологии и петрологии Сарталинского полигенного базит-гипербазитового плутона (Южный Тянь-Шань) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 26–57.
- Макарычев Г.И.* Роль офиолитовой ассоциации в тектонической эволюции земной коры Южного Тянь-Шаня // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 31–46.
- Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
- Натальин Н.А.* Субаэральное вулканогенно-осадочное рудообразование сурьмы и ртути (на примере Южного Тянь-Шаня) // Вулканогенно-осадочное рудообразование. Тез. докл. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 100–101.
- Ненахов В.М., Лыточкин В.Ю., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В.* Хаотические комплексы палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня // Геологическое картирование хаотических комплексов. М.: Роскомнедра, 1992. С. 8–85.
- Пай В.М.* Геодинамика формирования Южно-Алайской зоны торошения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1991. № 4. С. 29–40.
- Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л. и др.* Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000. М.: Наука, 1980. 222 с.
- Попов В.И.* О некоторых формационных закономерностях образования и распространения бокситовых проявлений и месторождений в Средней Азии // Геология, методы изучения и прогнозирования бокситов Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1972. С. 7–14.
- Попов В.И., Запрометов В.Ю., Шевченко О.Д.* Структурно-формационное районирование как основа прогнозирования полезных ископаемых (на примере геосинклинальных образований Южной Ферганы) // Геология и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых Средней Азии. Вып. 2. Ташкент: САИГИМС, 1979. С. 129–136.
- Поришняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1973. 216 с.
- Резвой Д.П.* Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1959. 370 с.
- Соловьева М.Н.* Стратиграфия в фузулинидовы зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 134 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Ч. 2.* Фрунзе: Илим, 1982. 245 с.
- Филатова Н.И.* Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 3–17.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Яговкин А.В.* Герциниды Восточного Алая. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1974. 24 с.

Рецензенты А.С. Алексеев, В.Е. Хаин

К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ НИКОЛАЯ ЛАЗАРЕВИЧА БУБЛИЧЕНКО (1899–1999)

22 октября 1999 года исполнилось 100 лет со дня рождения известного исследователя геологии Казахстана, крупного ученого стратиграфа и палеонтолога, популяризатора геологической науки, члена-корреспондента АН Казахской ССР, заслуженного деятеля науки и техники Казахстана, доктора геолого-минералогических наук, профессора Николая Лазаревича Бубличенко.

Николай Лазаревич родился в г. Харькове 9 октября 1899 г. (по старому стилю) в семье врачей – Лазаря Ивановича (впоследствии видного ученого-медика) и Евгении Юлиановны Бубличенко. В 1909 г. семья переехала в Петербург, где Николай Лазаревич окончил реальное училище и в 1916 г. поступил в Горный институт на геолого-разведочный факультет. Будучи студентом он принимал участие в работах по разведке каменного угля в Боровичах, в качестве помощника И.И. Горского на Урале, а затем на Алтае, в полевой партии И.Ф. Григорьева. Эта поездка на Алтай определила всю его жизнь и научную деятельность. С 1924 г. и до последних дней он занимался изучением стратиграфии и фауны брахиопод девона и карбона, а также геологией, тектоникой и полезными ископаемыми Рудного Алтая.

Со студенческих лет основным учителем и руководителем во всех его исследованиях был Д.В. Наливкин. Именно под его руководством была написана дипломная работа Николая Лазаревича “О некоторых среднедевонских брахиоподах Алтая” (1928). Тщательно проведенные исследования этой фауны и сравнение ее с эйфельской фауной Германии позволило ему обосновать среднедевонский возраст брахиопод, определяемый ранее Г.Г. Петцем как раннедевонский.

После окончания Горного института и стажировки у Г. Штилле в 1929 г. научная и практическая деятельность Н.Л. Бубличенко проходила в стенах Геолкома – ЦНИГРИ – ВСЕГЕИ. Именно здесь им были написаны такие работы, как “Находки фауны кобленского яруса в Киргизских степях” (1927), “Фауна брахиопод нижнего палеозоя окрестностей с. Сарычумышской (Кузнецкий бассейн)” (1928), в которых он показал себя глубоким исследователем. Он один из первых в нашей стране применил при изучении внутреннего строения брахиопод метод серийных шлифов. В его работе “Фауна брахиопод нижнего девона бассейнов рек Ванч и Язгулем (Зап. Памир)”

(1933) впервые было доказано присутствие нижнего девона на Памире.

Работая в Геолкоме, он возглавлял геологические, геологосъемочные и поисковые экспедиции по поискам нефти в Минусинской котловине и в Приуралье. Он составил первую геологическую карту района Телецкого озера в Горном Алтае и установил происхождение этого озера. В 1936 г. ему была присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук без защиты диссертации.

В 1932–1936 гг. он руководил большой комплексной экспедицией в Каратау. Составленная первая геологическая карта хр. Каратау демонстрировалась в 1937 г. на XVII сессии Международного Геологического Конгресса в Москве. Результаты геолого-съемочных и поисковых работ в Северо-восточном Прибалхашье, сопровождаемые детальным изучением стратиграфии и фауны брахиопод, составили основу докторской диссертации Н.Л. Бубличенко “Материалы по девонским отложениям С.В. Казахстана (стратиграфия, палеогеография, фауна)” (1939).

В 1940 г. Н.Л. Бубличенко был откомандирован в Казахский филиал АН СССР, г. Алма-Ата, а с 1951 г. его трудовая и научная деятельность тесно связана с Рудным Алтаем. С 1958 г. он руководил лабораторией (сектором) стратиграфии и тектоники Алтайского горнометаллургического института в г. Усть-Каменогорске, одновременно (1959–1963 гг.) являясь заместителем директора этого института, а после реорганизации – директором Алтайского отдела Института геологических наук АН КазССР.

За многие годы деятельности Н.Л. Бубличенко в Казахстане им было много сделано по созданию основы современного представления о геологическом строении и закономерностях распространения полезных ископаемых этого важнейшего в промышленном отношении региона страны. Уже в середине 30-х годов на научную сессию по проблемам комплексного изучения Большого Алтая Н.Л. Бубличенко представил доклад о тектонике Рудного Алтая, в котором дал одну из первых тектонических схем, выделил и охарактеризовал крупные надвиговые структуры. В 40–50-е годы его работами было опровергнуто представление о каменноугольном возрасте рудовмещающих толщ ряда полиметаллических месторождений и

доказана их принадлежность к девону. Еще в 1945 г. он высказал мнение о значении стратиграфического контроля полиметаллического оруднения; позднее им было выделено в вулканогенно-осадочных отложениях девона Рудного Алтая три уровня локализации оруднения – эйфельский, живетский и франский. Эти его идеи сыграли большую роль в многолетней дискуссии о генезисе полиметаллических месторождений Алтая и в признании их в основном вулканогенного, а не гидротермального происхождения. Н.Л. Бубличенко был одним из руководителей и исполнителем работ по составлению прогнозных карт на полиметаллические месторождения Рудного Алтая, что было отражено в монографии “Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруднения” (1972).

Особенно важны заслуги Н.Л. Бубличенко в области стратиграфии и палеонтологии. Под его руководством была выполнена такая важная работа, как “Палеонтологическое обоснование стратиграфии палеозоя Рудного Алтая” (1958). Он впервые разработал схему стратиграфии девона Казахстана и Рудного Алтая; его тщательные исследования были положены в основу создания унифицированных стратиграфических схем девонских отложений, а выделенные им региональные стратиграфические подразделения и в настоящее время не утратили своего значения. Широкую известность получили его крупные монографии, посвященные брахиоподам нижнего карбона, среднего и верхнего девона Рудного Алтая (1971, 1974, 1976). Он редактор, автор и соавтор таких основополагающих трудов, как 41-й том “Геологии СССР”, том “Девонская система” из серии “Стратиграфия СССР” (1973), 39-й том “Геологической изученности СССР”. Н.Л. Бубличенко активно участвовал в работе девонской комиссии МСК, был заместителем председателя Казахского РМСК и председателем ее девонской секции, принимал участие во всех главнейших научных симпозиумах и совещаниях по девону и карбону, как всесоюзных, так и международных, выступая с блестящими докладами (Прага, Ленинград, Минск и др.).

Н.Л. Бубличенко воспитал много учеников и последователей, преподавал в Ленинградском геологоразведочном техникуме, был ассистентом в Горном институте, профессором в Казахском

горно-металлургическом институте и Казахском государственном университете, руководил подготовкой многих аспирантов.

Широкая и многогранная деятельность Н.Л. Бубличенко нашла свое отражение в популяризации геологических знаний – в выступлениях на страницах газет, научно-популярных лекциях, в его книге “В поисках горных богатств Рудного Алтая” (1974). О любви к природе Алтая говорят оставшиеся в архиве ученого научно-популярные очерки о Телецком озере, Тарханском разрезе, об уникальности которого он много писал и прикладывал немало усилий, чтобы признать его памятником природы. Всего Николаем Лазаревичем было написано более 150 работ.

Николай Лазаревич Бубличенко был высокообразованным человеком (владел английским, немецким, французским и чешским языками) с весьма широким кругом интересов. В юношеские годы судьба сводила его со многими интересными людьми. Так случилось, что в доме, куда переехал в 1909 г. Л.И. Бубличенко с семьей, жил художник Б.М. Кустодиев, в квартире которого бывали А.М. Горький, А.Н. Бенуа, К.С. Петров-Водкин, украинский драматург, актер и режиссер М.Л. Кропивницкий и другие известные деятели искусства. Следствием этого знакомства стала глубокая любовь Николая Лазаревича к искусству. Широко известны портреты молодого Николая Лазаревича и его отца, написанные Кустодиевым.

Н.Л. Бубличенко отличали интеллектность в самом высоком значении этого слова, благородство, всепоглощенность наукой, доброжелательность, принципиальность и удивительная скромность. Его имя занесено в Золотую книгу Почета Казахстана 16 февраля 1976 г. В честь Н.Л. Бубличенко названы: *Pedinocerphalus bublichenkoi Ivshin*, 1959 – класс трилобитов, кембрий Казахстана, *Zmeinogorskia bublichenkoi Spassky*, 1960 – класс коралловых полипов, средний девон Казахстана, *Clarkeia bublichenkoi Karlun*, 1968 – класс замковых брахиоподов, верхний девон Казахстана.

*Б.С. Соколов, Г.Н. Бубличенко,
А.И. Жамойда, А.Х. Кагарманов,
С.В. Лобачева, М.А. Ржонсницкая*

Сдано в набор 26.05.2000 г.

Подписано к печати 28.07.2000 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 3.8 тыс.

Уч.-изд. л. 15.0

Бум. л. 7.0

Тираж 259 экз.

Зак. 3869

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП “Типография “Наука”, 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ ЖУРНАЛОВ ИЗДАТЕЛЬСТВА “НАУКА”

Подписка на академические журналы издательства “Наука” в I полугодии 2001 г. будет проводиться по той же схеме, по которой она велась во II полугодии 2000 г., – по ценам Объединенного Каталога Прессы России “Подписка-2001” (т. 1) в отделениях связи, а также по специальным (сниженным) ценам.

Специальные (сниженные) цены предоставляются государственным научно-исследовательским организациям Российской академии наук, а также их сотрудникам. В связи с недостаточностью бюджетного финансирования подписка для других учреждений и их специалистов будет осуществляться на общих основаниях.

Индивидуальные подписчики академических организаций смогут оформить подписку по специальным ценам, **предъявив служебное удостоверение**. Лица, желающие получать подписные издания непосредственно на свои почтовые адреса, а также иногородние подписчики смогут оформить ее по специальным заявкам. Индивидуальная подписка по-прежнему будет проводиться по принципу “Один специалист – одна подписка”.

Коллективные подписчики, перечисленные выше, для оформления своего заказа должны будут направить в издательство “Наука” надлежаще оформленные бланк-заказы. При положительном рассмотрении полученных заявок оплата производится через отделение банка или почтовым переводом на основании полученного подписчиками счета ЗАО “Агентство подписки и розницы” (АПР).

Учреждения РАН, специализирующиеся на комплектовании научных библиотек **академических организаций** (БАН, БЕН, ИНИОН), могут осуществить подписку, как и прежде, непосредственно в издательстве, предварительно согласовав с ним список пользующихся их услугами организаций и количество льготных подписок.

Лицам и организациям, сохранившим право подписки по специальным ценам, в соответствии с настоящими условиями, достаточно будет при оформлении подписки на I полугодие 2001 г. лишь подтвердить заказ, указав в письме номер своего кода, присвоенного АПР при предыдущем оформлении подписки.

Бланки заказов как коллективных, так и индивидуальных подписчиков **будут приниматься только с печатью организации** (оттиск должен быть четким и читаемым).

Убедительно просим всех индивидуальных и коллективных подписчиков журналов издательства “Наука”, имеющих право на подписку по специальным ценам, заблаговременно направлять свои заказы и письма по адресу: 117864, ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90, комната 430, факсы: 334-76-50, 420-22-20.

Поздно поданная заявка будет оформляться только с соответствующего месяца.

В конце этого номера журнала публикуются бланки заявок с указанием цены подписки, доставляемой по Вашему адресу.

Издательство “Наука”

Международная академическая издательская компания (МАИК) "Наука/Интерпериодика" информирует о начале конкурса на лучшие публикации 2000 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 – Главные. Размер и порядок распределения Премий по сравнению с прошлыми годами не изменен.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, впервые публикуемых в журналах МАИК, а также авторам циклов работ, впервые публикуемых преимущественно в этих журналах.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- члены РАН, в том числе иностранные;
- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- МАИК "Наука/Интерпериодика".

Премии 2000 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (2000).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, **вышедших в свет с октября 1999 года по сентябрь 2000 года включительно.**

На кандидатов оформляются представления рекомендующих с приложением публикации, обоснования (на 1 стр.) и отзывов. Эти материалы принимаются **редакциями журналов до 15 декабря 2000 года** с последующей передачей в Комиссии по научным направлениям.

Окончательное решение по присуждению Премий возлагается на Комиссию.

Необходимым условием приема на конкурс материалов является четкое написание фамилии, имени и отчества каждого кандидата, а также названия статьи или цикла статей на русском и английском языках.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Более подробно об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях издаваемых МАИК журналов.