

13.07.93

24003 рге + 30000

Том 1, Номер 3

Июнь 1993

ISSN 0869-592X

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор

Б.С. Соколов

действительный член Российской академии наук



МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 1 № 3 1993 Июнь

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией Т. В. Тришкина
Науч. редактор А. С. Тарабанова

*Адрес редакции: 109180, Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 231-21-64*

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Том 1, номер 3, 1993

Основные направления эволюции коралловых рифов <i>Л. Н. Большакова, М. Р. Геккер, А. Б. Ивановский, В. Н. Космынин, Б. С. Соколов, Л. М. Улитина</i>	3
Возможности использования апатитов в U-Pb геохронологии <i>Г. В. Овчинникова, Л. А. Неймарк, О. А. Левченков, А. Н. Комаров, Б. М. Гороховский, Е. И. Киселева, И. К. Шулешко</i> ?	9
Раннепалеозойские фрагменты Гондваны в покровах Центрального Памира и Низких Гималаев: геохимические и изотопные характеристики <i>И. М. Горохов, М. С. Дюфур, Л. А. Неймарк, Ю. В. Амелин, Г. В. Овчинникова, Б. М. Гороховский</i>	20
Окремненные микрофоссилии рифея Анабарского поднятия <i>В. Н. Сергеев</i>	35
Микрофоссилии в кремнях из рифейских отложений Туруханского поднятия <i>В. К. Головенко, М. Ю. Белова</i>	51
Развитие фораминиферных сообществ на рубеже турнейского и визейского веков <i>Г. А. Рукина</i>	62
Триасовые отложения южных районов Востока России <i>Т. М. Окунева</i>	67
Верхнеюрские и неокомские (?) отложения в Заалтайской Гоби (Монголия) <i>В. Ф. Шувалов</i>	76
Актепинская свита Копетдага и положение границы палеогена и неогена <i>А. А. Воронина, С. В. Попов, В. М. Трубихин, В. П. Калугин</i> — ?	82
Позднеплиоценовые и раннеплейстоценовые мелкие млекопитающие юга Восточной Европы <i>А. С. Тесаков</i>	92
Таксономический состав акритарх в пограничных отложениях кембрия и ордовика Эстонии на фоне гляциоэвстатических и климатических колебаний <i>Н. А. Волкова</i>	97
Флоры литографских и слоистых известняков поздней юры и раннего мела Юго-Западной Евразии и их климатическая интерпретация <i>М. П. Долуденко, М. А. Ахметьев, Ж. Бараль</i>	103
Климатостратиграфическая корреляция и общая шкала европейского плейстоцена <i>В. А. Зубаков</i>	109
Витебское межледниковье Беларуси <i>Ф. Ю. Величкевич, А. Ф. Санько</i>	120
Палинология и плиоцен-четвертичная история климата Северо-Западной Сирии <i>А. Н. Симакова</i>	125
<hr/>	
Краткие сообщения	
Изменение таксономической структуры комплексов конодонтов и фораминифер в касимовском ярусе Подмоскovie в связи с цикличностью осадконакопления <i>Н. В. Горева, Т. Н. Исакова</i>	132
Позднечетвертичные диатомовые водоросли Русской равнины – показатель палеоэкологических изменений <i>С. С. Габлина</i>	136
Возраст позвоночных местонахождения Андарак (Южная Фергана) <i>А. О. Аверьянов, Н. И. Удовиченко</i>	139
<hr/>	
Хроника	
Международная конференция по биостратиграфии и тектонике перми и триаса. Владивосток <i>Ю. Д. Захаров</i>	142

CONTENTS

Volume 1, Number 3, 1993

The Basic Trends in of the Evolution of Coral Reefs <i>L. N. Bol'shakova, M. R. Gekker, A. B. Ivanovskii, V. N. Kosmynin, B. S. Sokolov, and L. M. Ulitina</i>	3
Possibilities in Using Apatites for U–Pb Geochronology <i>G. V. Ovchinnikova, L. A. Neimark, O. A. Levchenkov, A. N. Komarov, B. M. Gorokhovskii, E. I. Kiseleva, and I. K. Shuleshko</i>	9
Early Paleozoic Gondwana Fragments in the Nappes of the Central Pamirs and Lesser Himalayas: Geochemical and Isotopic Characteristics <i>I. M. Gorokhov, M. S. Dufour, L. A. Neimark, Yu. V. Amelin, G. V. Ovchinnikova, and B. M. Gorokhovskii</i>	20
Silicified Riphean Microfossils of the Anabar Uplift <i>V. N. Sergeev</i>	35
The Microfossils in the Cherts from the Riphean Deposits of the Turukhansk Uplift <i>V. K. Golovenok and M. Yu. Belova</i>	51
Development of Foraminiferal Assemblages at the Tournaisian-Visean Boundary <i>G. A. Rukina</i>	62
Triassic Deposits in the Southern Regions of Eastern Russia <i>T. M. Okuneva</i>	67
Neocomian and Upper Jurassic (?) Sediments in Transaltaensis Gobi, Mongolia <i>V. F. Shuvalov</i>	76
Aktepe Formation of Kopetdag and the Position of the Paleogene-Neogene Boundary <i>A. A. Voronina, S. V. Popov, V. M. Trubikhin, and V. P. Kalugin</i>	82
Small Mammals of the Late Pliocene and Early Pleistocene from the South of the Eastern Europe <i>A. S. Tesakov</i>	92
Taxonomic Composition of Acritarchs from the Cambrian-Ordovician Boundary Deposits in Estonia against the Background of Glacial-Eustatic and Climatic Fluctuations <i>N. A. Volkova</i>	97
Climatic Interpretation of Late Jurassic and Early Cretaceous Floras from Lithographic and Laminated Limestones of Southwestern Eurasia <i>M. P. Doludenko, M. A. Akhmet'iev, and G. Barale</i>	103
A Climatostratigraphic Correlation and the General Scale of European Pleistocene <i>V. A. Zubakov</i>	109
Vitebsk Interglaciation in Belarus' <i>F. Yu. Velichkevich and A. F. San'ko</i>	120
Palynology and the Pliocene-Quaternary History of the Climate in Northwestern Syria <i>A. N. Simakova</i>	125

BRIEF COMMUNICATION

Changes in the Taxonomic Diversity of Conodont and Foraminiferal Assemblages in the Kasimov Stage (Moscow Basin) Related to the Cycles of Sedimentation <i>N. V. Goreva and T. N. Isakova</i>	132
Late Quaternary Diatoms of the Russian Plain as Indicators of Paleoeological Changes <i>S. S. Gablina</i>	136
Age of Vertebrates from the Andarak Locality (Southern Fergana) <i>A. O. Aver'yanov and N. I. Udovichenko</i>	139

CHRONICLE

International Conference on Biostratigraphy and Tectonics of the Permian and Triassic <i>Yu. D. Zakharov</i>	142
---	-----



Эволюция биосферы

УДК 563.6

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ КОРАЛЛОВЫХ РИФОВ

© 1993 г. Л. Н. Большакова, М. Р. Геккер, А. Б. Ивановский,
В. Н. Космынин, Б. С. Соколов, Л. М. Улитина

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

Поступила в редакцию 20.02.92 г.

Экосистема коралловых рифов – одна из древнейших на Земле и в то же время самая устойчивая, сложная и активная. История ее развития тесно связана с движениями литосферы, с глобальными событиями в истории климата. На протяжении фанерозоя известны несколько циклов рифообразования, связанных с формированием и распадом суперматериков, с чередованием талассократических и эпейрократических эпох и др. Основными каркасостроителями были водоросли, строматопоридеи, кораллы, мшанки.

Главнейшей эволюционирующей единицей биосферы является не какой-либо таксон или группа организмов, а целостная экосистема. Поэтому исследование истории становления экосистем, возникновения экологических ниш, колонизации разрушенных ранее, выяснение влияния биотических и абиотических факторов на их эволюцию на уровне местном, региональном и глобальном – важнейшая задача. Одной из древнейших на Земле и в то же время самой устойчивой, сложной и активной признана экосистема коралловых рифов.

Коралловые рифы – органогенные конструкции на шельфовом мелководье в основном в зоне тропиков, образованные герматипными (рифостроящими) организмами. Коралловый риф непременно сопряжен с определенными геоморфологическими структурами, которые в совокупности с комплексом физико-географических и биотических параметров и определяют специфичность рифовой экосистемы.

Биоценозы коралловых рифов исключительно разнообразны и представлены сотнями видов растений и животных. Они строго приспособлены к окружающей среде, к зоне тропиков, где не происходит существенных сезонных изменений. Разница между среднемесячными летней и зимней температурами не превышает здесь 3°C, вода должна быть прозрачной, что обуславливает необходимое для фотосинтеза количество света, нормально-соленой, сильно подвижной, богатой кислородом. Наиболее благоприятные области для существования кораллов, как и вообще для рифообразования, ограничены глубинами примерно до 50 м, но зона их процветания – не глубже 20 - 25 м.

Формирование рифов – наиболее яркое проявление морского биогенного карбонатного рельефообразования. Процесс этот нередко ошибочно отождествляется с биогенным рельефообразованием в целом. Это вызвано, с одной стороны, отсутствием четкого определения понятия “риф”, а с другой – с попыткой все морское биогенное карбонатное рельефообразование рассматривать с актуалистических позиций.

Сопоставление древних и современных рифовых экосистем следует проводить достаточно осторожно. В наше время кроме “обычных” рифов, широко распространенных в тропической литорали, известен широкий спектр переходов от “уровенных” или волноломных кораллово-водорослевых построек через погруженные рифы, населенные как герматипными, так и агерматипными кораллами, к банкам и глубоководным коралловым постройкам, образованным агерматипными организмами. Параллельно происходит смена кораллово-водорослевых рифов водорослево-коралловыми, водорослево-верметидными или даже водорослево-сабеллидными как в направлении от тропиков к субтропикам, так и в связи со сменой некоторых других параметров среды.

Различные органогенные постройки характеризуются разными экосистемами с различными способами функционирования. Даже чисто коралловые образования могут различаться характером трофических цепей, могут быть как автотрофными, так и гетеротрофными. Древние каркасные постройки, создававшиеся иными, чем живущие ныне, строителями (например, археоцитаты, строматопоридеи, рудисты), естественно, отличались от современных.

Все каркасные биогенные формы рельефа образуют единым свойством экосистемы – воздействовать на градиенты окружающей среды, усиливать разнообразие обстановок и, следовательно, условий питания, экологических ниш. Такое усложнение системы в соответствии с принципом эмерджентности приводит к проявлению ее новых свойств, к повышению ее устойчивости за счет обратных связей. Сам способ существования экосистемы в виде биоконструкционной формы рельефа оказался универсальным для широкого набора физико-географических условий; он также строго не связан с конкретными группами организмов. Наиболее яркое выражение этот процесс получил в рифообразовании.

Эволюционировали ли рифовые экосистемы? Гинзбург (см. Уилсон, 1980) полагает, что рифы подобны пьесам Шекспира – они вечны, меняются лишь актеры, исполняющие одни и те же роли. Однако такая точка зрения верна скорее всего лишь с позиций литолога, в меньшей степени – геоморфолога и еще менее – эколога. Первые каркасные органогенные постройки фанерозоя, по-видимому, не имели такой четкой зональности, как современные рифы, они напоминают более простые глубоководные постройки. Возраст разнообразия рифогенных структур намечается уже в силуре, но древнейшие рифы, по своему строению аналогичные современным, описаны из девона.

Попытки установления цикличности, этапности эволюции рифов предпринимались неоднократно, но многое в этих вопросах еще остается неясным.

История развития рифовых экосистем и эволюция рифостроящих кораллов тесно связаны с тектоническими движениями литосферы, с глобальными событиями в истории климата Земли. Рифы и герматипные организмы – очень чувствительные индикаторы среды и ее изменений. Хотя актуальное перенесение данных о рифах, например за последний гляциальный цикл или за плейстоцен в целом, на более ранние этапы истории Земли и рифообразования зачастую некорректно, многие явления могут быть приняты как модели. Новейшая история рифовых экосистем дает много прямых аналогий, которые мы вправе использовать. Глобальная климатическая перестройка, антропогенное влияние приводят к усилению трансгрессии, по темпам и характеру весьма напоминающим гляциоэвстатические колебания океана в плейстоцене. Опираясь на ретроспективный анализ истории рифообразования на недавних этапах геологической истории, мы в силах прогнозировать изменения, которые могут произойти в рифовой экосистеме в недалеком будущем.

Исследуя этапность развития рифовых экосистем, необходимо учитывать разномасштабность событий. Геологическая история демонстрирует разнообразие быстрых и медленных, глобальных

и локальных перестроек среды и различную их амплитуду. Как показывает послеледниковая история, вселение рифостроящих кораллов из “рефугиумов” происходит в масштабе 10^3 лет, за это время формируются рифы мощностью порядка 1×10^1 м. Геохронологически это очень быстро, и рифообразование, таким образом, находится в соответствии с наиболее важными событиями плейстоценовых климатических циклов. На протяжении фанерозоя такие быстрые изменения, очевидно, случались неоднократно. На развитии рифовых экосистем несомненно должны были сказываться все важнейшие геологические события, связанные с образованием протоматериков и с их распадом, с чередованием талассократических и эпейрокатических эпох и др. Периодичность таких событий – 200 - 300 млн. лет.

Первый фанерозойский “суперцикл” нашел отражение в этапе рифообразования, связанном с талассократической эпохой, примерно с середины ордовика до девона, когда произошло становление сложных рифовых экосистем, многие черты которых прослеживаются во всей последующей истории. “Волноломность”, развитие уровня поверхности по типу риффлета, с формами волновой аккумуляции – все это мы наблюдаем на рифах, каркасная часть которых была сложена палеозойскими книдариями. Как и сейчас, и даже в большей степени чем сейчас, в палеозое формировались и иные, не рифовые, органогенные постройки. Часто их строителями были кораллы, обитавшие в глубоких участках морей.

Этот цикл завершился в конце раннего девона и в целом оказался благоприятным для развития рифовых экосистем. Широкая радиация герматипных организмов послужила основой продолжения этого процесса и в менее благоприятных условиях следующей, эпейрокатической эпохи, наступившей после соединения континентальных плит. Образование суперматериков привело к значительному сокращению шельфа и особенно литорали. Исчезновение рифов в конце девона – первый глобальный кризис такого рода, но вряд ли он может быть связан только с наступлением эпейрокатической эпохи на границе девона и карбона. На примере этого кризиса становится ясно, что такие явления происходят в результате сочетания неблагоприятных факторов, т.е. носят скорее случайный характер, чем закономерный. Соединение материков не только сокращает экологические ниши, но также изменяет в неблагоприятную сторону океаническую циркуляцию и является предпосылкой для похолодания. Тем не менее благодаря широкому диапазону существования различных типов каркасных организмов восстановление рифовой экосистемы происходило после всех глобальных кризисов. Крупнейший пермско-триасовый кризис был несомненно связан с неблагоприятным перемещением континентальных плит, создавших единый гигантский материк, и

привел к практически полному исчезновению рифов. Однако возобновление рифообразования уже в среднем триасе в сопоставимых с палеозоем масштабах однозначно указывает на то, что и этот кризис не должен возводиться в абсолют, т.е. что мезозойское рифообразование не началось "с нуля", а было унаследовано от палеозоя.

А что же квидарии – важнейшие рифообразователи? По каким закономерностям протекала их эволюция?

Вполне вероятно, что история квидарий началась в конце позднего докембрия, еще на бесклеточном этапе эволюции органического мира Земли. Однако отпечатков достоверных кишечно-полостных из состава вендо-эдиакарской биоты до сих пор не установлено. Из отложений кембрия, периода, когда морские организмы начали строить минерализованный скелет, известны лишь редкие и не очень разнообразные окаменелости, которые могут быть приняты за предков кораллов лишь условно.

Только в конце раннего ордовика появились первые кораллы: это были примитивные табуляты-лихенарииды и редкие ругозы-стрептелазматиды. Чуть позже, в начале среднего ордовика возникли гелиолитоидеи, все остальные группы табулят и ругоз. Примерно с этого же рубежа известны и древнейшие известковые губки – строматопороидеи (*Cystostroma*, *Rosenella*, *Aulacera* и др.), большая часть представителей которых характеризовалась пузырьчатым скелетом, не дифференцированным на горизонтальные и вертикальные элементы. Таким образом, около 480 млн. лет назад впервые в истории Земли возникло сложное экологическое сообщество, способное формировать органогенные постройки типа современных нам рифов. Помимо квидарий в него вошли водоросли, мшанки; все другие организмы занимали подчиненное положение.

Первое существенное изменение систематического состава квидарий произошло на границе ордовика и силура. Среди строматопороидей на этом рубеже началось становление ламинарности, дифференциации элементов ценостеума на четкие горизонтальные и вертикальные, скелет начал приобретать решетчатый характер. К той же границе приурочено вымирание древнейших табулят (например, *Sarcinulida*, *Lichenariida*, *Tetradiaida*), на смену которым пришли процветавшие в силуре и девоне высокоорганизованные группы (прежде всего *Favositida* и *Alveolitida*). Из гелиолитоидей в ордовике прекратили существование *Coccoseridiida* с массивным скелетом. Среди ругоз на этом рубеже почти полностью вымерли диафрагматофорные одиночные *Streptelasmatidae* и колониальные *Syathophylloida*, а им на смену пришли представители многочисленных (>20) семейств плеонофорных кораллов. Начался бурный расцвет цистифорных ругоз.

Первое кораллово-рифовое сообщество просуществовало от середины ордовика до конца девона, но процветало главным образом в середине силура и в среднем девоне, когда теплые мелководные моря покрывали значительную часть современной суши и условия для жизни кораллов были исключительно благоприятными. Табуляты и ругозы играли видную роль в образовании знаменитых силурийских "рифов" на о-ве Готланд, в области Великих озер, герцинских рифов силуро-девонского возраста, протянувшихся вдоль почти всего Урала. В силуре появились и древнейшие восьмилучевые кораллы. Девонские рифы, по своей текстуре аналогичные современным, установлены в Европе, Африке, Северной Америке, Австралии.

На границе среднего и позднего девона отмечается существенное уменьшение разнообразия строматопороидей. Исчезают крупнейшие генетические ветви табулятоморф – *Favositida* и *Alveolitida*, полностью вымирают *Heliolitoidae*. Тогда же вымерли представители характернейших групп ругоз с шиповидными септами – *Cystiphylloida* и *Trochoplasmatidae*. Новые крупные таксоны квидарий в это время не возникли. Кризис этот явился как бы предвестником "катастрофы", произошедшей с кораллами на границе девона и карбона.

Конец девонского периода (фаменский век) ознаменовался массовым вымиранием кораллов и некоторых других групп морских беспозвоночных. Строматопороидеи прекратили играть роль каркасостроителей, началось их вымирание. Очень существенно сократилось разнообразие табулятоморф – для позднего палеозоя характерны лишь *Michelinidae* и *Syringoporidae*. Почти полностью обновился систематический состав ругоз – в карбон перешли представители лишь пяти семейств (из почти 70!). Чем это было вызвано, мы пока не знаем, но полного вымирания здесь не произошло, и уже в визейском веке возникли новые семейства и даже надсемейства ругоз – *Lithotrochonicae*, *Lonsdaleiicae*, *Zaphrentoidicae*, *Cyathopsiacae*, *Aulophyllicae*. Эта катастрофа захватила только прибрежные зоны бассейнов, и коралловое сообщество смогло сохраниться, как бы отступив в более глубокие участки. Почти всегда это были мелкие одиночные ругозы, реже полигнячки табулят, остатки которых мы находим в глубоководных отложениях. Они не строили рифов, но как только попадали в благоприятные условия, вновь вступали в сообщество рифообразователей. Если бы аналогичная катастрофа произошла в наши дни, такими убежищами для кораллов могли бы оказаться относительно глубоководные зоны Атлантического и Тихого океанов, где обнаружены большие популяции агерматипных склерактиний.

После этого кризиса кораллово-рифовая экосистема восстановилась примерно через 12 млн. лет (рубеж турне - визе), но уже в несколько ином виде – в ней стали преобладать зеленые водоросли,

фораминиферы, брахиоподы, криноидеи, уменьшилась роль кораллов. Позднепалеозойские органогенные постройки известны во многих странах мира, и их экосистемы просуществовали до конца палеозоя, когда наступил следующий кризис, эпоха обновления всех фаунистических комплексов.

Граница перми и триаса. Полностью вымерли все палеозойские рифообразующие кишечнополостные – табулятоморфы и ругозы. Раннетриасовые кораллы не известны, а начиная со среднего триаса вплоть до настоящего времени роль кораллов-рифообразователей играют склерактинии.

Так что же могло произойти с кораллами на границе палеозоя и мезозоя? Конечно, мы не вправе игнорировать возможность неоднократного возникновения среди кишечнополостных форм от бесскелетных. Однако скорее не менее, а более вероятно, что последние ругозы в период катастрофы на границе перми и триаса все же смогли сохраниться в каких-то убежищах на глубоких участках шельфа или на материковых склонах, пережили падение уровня моря и изменение его геохимического режима в явно неблагоприятную сторону. Скорее всего такими ругозами были широко распространенные в поздней перми одиночные диафрагматофорные полицилиды и плерофиллиды, очень сходные с триасовыми сардинофиллидами. В середине триаса произошло потепление, уровень моря повысился, возникли новые экологические ниши и кораллы не только вновь широко распространились по всей тропической зоне, но и начали строить рифы. Новые условия вызвали необходимость приспособиться к ним, следствием чего и явились, хотя и весьма несущественные, морфологические различия между последними ругозами и первыми склерактиниями.

Главная особенность рифообразования на мезозойско-кайнозойском этапе – формирование рифов современного типа при участии кораллов-склерактиний, пришедших на смену вымершим в палеозое ругозам и табулятам. Образование Пангеи, занимавшей по долготе почти четверть большого круга, а по широте почти полуокружность, резко изменило океаническую циркуляцию, затруднило адаптивную радиацию галобиоса, что видно на современном примере Северной и Южной Америк.

Итак, позднепалеозойское рифовое сообщество было поставлено на грань уничтожения и почти все кораллы погибли – из нижнего триаса (интервал около 10 млн. лет) пока не установлено ни одного рифа. Однако уже в среднем триасе – сперва это произошло в современном Средиземноморье – появились первые склерактинии, несомненные предки существующих и в наши дни, причем геохронологически одновременно возникли представители всех их основных групп. На

юге Германии, в Альпах, на островах Корсика и Сицилия, в Марокко начали расти рифы.

Быстрое распространение склерактиний и начало нового этапа рифообразования было связано с распадом Пангеи – с образованием циркумэкваториального морского пространства (масса новых экологических ниш), с общим увеличением площади литорали, т.е. с резким расширением зоны потенциального рифообразования.

Первый кризис в эволюции рифов в мезозое произошел на границе триаса и юры и был связан с общим кризисом морской биоты, вероятно, приуроченным к завершению второго суперцикла фанерозоя. Однако в то время склерактинии уже занимали экологические ниши далеко за пределами диапазона толерантности рифостроящей группы, разнообразие построек было велико, а поэтому каркасообразующая роль склерактиний не уменьшилась.

Новый расцвет кораллово-рифового сообщества наступил в юре, около 200 млн. лет назад. По сравнению с палеозоем состав мезозойских рифостроителей существенно изменился: кроме кораллов-склерактиний в формировании рифов принимали участие красные известковые водоросли, фораминиферы, губки. Однако подлинный вызов кораллам как рифостроителям бросили моллюски-рудисты.

В юре появились представители двух важнейших генетических ветвей склерактиний – фавиины и меандрины, которые обладали иным структурным планом строения скелета. Они оказались как бы преадаптированы к новым условиям, что, возможно, выразилось в развитии скелета в сторону увеличения пористости при сохранении прочности. Такой прогресс должен был отразиться на скорости роста каркаса органогенных построек. Возможно, это одна из предпосылок расцвета рифообразования в мезозое, когда сами рифы смогли превзойти предел, ограничивающий скорость их роста наличием в морских водах достаточного CaCO_3 .

Видовое разнообразие кораллов в юре возросло на фоне значительных климатических колебаний, тогда как фазы рифостроения носили прерывистый, пульсирующий характер. Надо полагать, что уже в это время функционировала двухзвенная система широкого рифового пояса в благоприятные периоды и рефугиумов – в неблагоприятные. Поэтому восстановление рифов из рефугиумов с более стабильными условиями происходило достаточно быстро и сопровождалось ускоренным видообразованием. Можно заключить, что юрский период, когда на Земле существовало широкое тропическое однообразие, характеризовался наиболее пышным расцветом кораллово-рифовой экосистемы.

В начале мела, на протяжении около 20 млн. лет, рифообразование почти прекра-

тилось. Новый расцвет экосистемы наступил в середине мела (альб - сеноман), прежде всего это произошло в Новом Свете и в Средиземноморье (Тетис), когда разделились материковые области Ангариды и Гондваны. Именно с этого времени нам известны многочисленные океанские атоллы и гайоты.

Резкое сокращение видового разнообразия кораллов и почти полное прекращение строительства рифов произошло после маастрихта на протяжении чуть ли не нескольких десятков тысяч лет. Решающую роль в этой катастрофе сыграла, вероятно, очень быстрая регрессия, сменявшаяся затем столь же быстрой трансгрессией. Весь цикл с амплитудой около 130 м занял не более 20000 лет (Hallam, 1990).

В таких условиях компенсированный рост рифов весьма проблематичен. Так, в последниково (плейстоцен - голоцен) скорость трансгрессии составила свыше 10 м за 1000 лет, т.е. она была близка таковой на границе мела и палеогена. Рифы не смогли компенсированно расти в это время и отстали от быстро поднимавшегося уровня моря. Современные уровенные рифы наследуют плейстоценовые лишь постольку, поскольку во время последнего межледниковья (120 - 160 тыс. лет назад) уровень моря был несколько выше современного и постройки того возраста не были денудированы до отметок, значительно более низких, чем современный уровень моря.

Но характер цикла регрессия-трансгрессия на рубеже мел - палеоген был несколько иным: после резкого 80-метрового падения уровня океана последовал 130-метровый подъем, т.е. маастрихтские рифы, подобно позднеплейстоценовым, оказались погруженными на глубину не менее 50 м, причем это произошло сразу вслед за кратковременным воздыманием. Компенсированный рост рифов с таких глубин в современных условиях невозможен (как, естественно, и в конце мела). Кроме того, неблагоприятным фактором здесь мог служить также и недостаток карбоната кальция: так, для современных рифов скорость погружения порядка 10 м за 1000 лет сделала бы невозможным их компенсированный рост также по этой причине, так как в океан поступило бы на порядок меньшее количество извести, чем требуется.

В результате на границе мела и палеогена прекратилось развитие рифов в открытом океане и во внешней части шельфа. Значительное время, вплоть до выработки берегов у нового квазиэстуарного уровня, и верхняя часть шельфа оставалась неблагоприятной зоной для рифообразования.

В конце мезозоя на Земле произошло еще одно катастрофическое вымирание: в морях вымерли аммониты, белемниты, исчезли рифообразователи-рудисты. Судя по географическому распространению рифов, к концу мезозоя установи-

лась климатическая зональность, аналогичная современной (но не такая же!). Климат в кайнозое стал холоднее.

В это же время существенно изменился комплекс склерактиний. Кризис пережили в большинстве случаев агерматипные кораллы, которые и дали в дальнейшем начало новым группам рифостроителей, как это бывало и ранее. Характерно, что в датском веке преобладали не рифы, а банки, построенные дендрофиллидами, которые и в наши дни отличаются широким диапазоном толерантности.

После мел-палеогенового кризиса кораллово-рифовая экосистема восстановилась лишь к концу палеоцена. В позднем эоцене и олигоцене климатическая сезонность стала более резкой, температура воды снизилась, что вызвало уменьшение систематического разнообразия. Отметим, что некоторые из наиболее мощных атоллов в основании имеют эоценовые рифы. В конце миоцена снова похолодало. 15 - 20 млн. лет назад возник ледник Антарктиды. Существующая в наши дни зональность окончательно сложилась после прекращения последнего оледенения.

Развитие рифов в кайнозое происходило на фоне значительных климатических изменений и геотектонических событий: отчленение Средиземного моря (миоцен), одного из центров мезозойско-кайнозойского рифообразования; возникновение Панамского перешейка (плиоцен), разобцившего коралловые провинции (Атлантическую и Индо-Тихоокеанскую); дрейф Австралии в низкие широты; столкновения Индостана с Евразией и др.

В отношении кайнозоя мы можем полнее сопоставлять влияние различных факторов на жизнь рифовых экосистем и эволюцию кораллов. Возможность применения более точных методов позволяет достовернее восстанавливать параметры среды и согласовывать их с событиями в жизни рифов и кораллов. Так, рифы гораздо более бедны видами книдарий Атлантической (Карибской) провинции тем не менее оказались более устойчивыми к резким изменениям в плейстоцене и отличались более быстрым ростом по сравнению с пышными рифами Индо-Пацифики. Более того, в Средиземном море мощные полноразвитые рифы в позднем миоцене формировались всего одним - тремя видами кораллов (Pomay, 1991). Эпохи похолодания в тропико-экваториальной зоне, соответствующие сужению пояса рифостроения, как выясняется, могли сопровождаться одновременным распространением субтропических вод далеко в высокие широты (Николаев, 1989). Это означает расширение пояса возможного рифообразования при первостепенной роли некоторых водорослей и увеличении ареалов некоторых более выносливых кораллов, которые сейчас встречаются довольно часто в субтропиках.

Значительное сходство, а порой и почти тождество строения скелета многих древних и современных нам кораллов (например, некоторых табулят и гелиолитоидей с нашими восьмилучевыми кораллами и склерактиниями, многих ругоз со склерактиниями), возможно, свидетельствует о том, что все эти группы кораллов представляют собой единую крупную генетическую ветвь и их развитие как до, так и после кризисов протекало по единому закону.

В целом именно кайнозойский этап развития рифов и каркасных книдарий показывает нам, насколько разнообразны могут быть сочетания факторов, ограничивающих или стимулирующих развитие рифов и других морских органогенных карбонатных построек. Так, развивавшееся с миоцена похолодание, которое в конце концов привело к плиоцен-четвертичным оледенениям, значительно повлияло на развитие рифов. Оледенения вызывали высокоамплитудные резкие колебания уровня океана, которые, однако, не приводили к полному прекращению рифообразования и к вымиранию кораллов. Это еще раз убеждает нас в том, что кризисы, подобные позднеордовикскому, девонско-каменноугольному, пермско-триасовому или мел-палеогеновому, возникают лишь при особом, во многом случайном, сочетании нескольких неблагоприятных факторов. Последовательная реконструкция палеогеографических изменений, изменений параметров среды позволит более

четко представить историю эволюции рифовых экосистем и движущие силы этого процесса.

Так почему же все-таки кораллы в противоположность многим другим группам морских беспозвоночных смогли так долго просуществовать, пережить критические моменты в истории органического мира, а кораллово-рифовая экосистема оказалась такой устойчивой во времени, как никакая другая? Видимо, необходимым и достаточным условием для ее процветания всегда оставался только сам факт существования тропической зоны, а все остальные экологические требования контролировались самой экосистемой, всем кораллово-рифовым сообществом животных и растений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Николаев С.Д., Блюм Н.С., Николаев В.И.* Палеогеография океанов и морей в кайнозое. Итоги науки и техники. Сер. Палеогеография. Т. 6. М.: ВИНТИ, 1989. 194 с.
- Уилсон Д.Л.* Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
- Hallam A.* Eustatic Sea-Level Change and the K/T Boundary // *Geotimes*. August 1990. P. 18 - 23.
- Pomar L.* Reef Geometries, Erosion Surfaces and High-Frequency Sea-Level Changes, Upper Miocene Reef Complex, Mallorca, Spain // *Sedimentology*, 1991. N. 38. P. 243 - 269.

УДК 349.753.11:550.93

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АПАТИТОВ В U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИИ

© 1993 г. Г. В. Овчинникова, Л. А. Неймарк, О. А. Левченков, А. Н. Комаров,
Б. М. Гороховский, Е. И. Киселева, И. К. Шулешко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Поступила в редакцию 30.11.92 г.

Исследования U-Pb систем апатитов разного генезиса показали, что этот минерал является перспективным геохронометром для датирования пород, не претерпевших существенных метаморфических преобразований. Наилучшими объектами являются апатиты из интрузивных пород, особенно анортозитов. Их возраст конкордантен и фиксирует время становления породы. Апатиты полиметаморфических пород, как правило, датируют последнее событие флюидной проработки породы. Наименее пригодны в геохронологических целях апатиты из вулканитов. В большинстве случаев возрастная дискордантность апатитов связана с неопределенностью изотопного состава поправочного обыкновенного свинца.

ВВЕДЕНИЕ

Для решения задач геологической корреляции образований необходимо датирование последовательных этапов их эволюции. Поэтому в геохронологической практике наряду с широким применением такого общепризнанного геохронометра, как циркон, возникает интерес к возможному использованию других минералов – носителей геохронологической информации о посткристаллизационной истории породы. Одним из таких минералов-претендентов является апатит, распространенный в магматических, метаморфических, метасоматических, а также в осадочных породах. Апатит как минерал-геохронометр обладает также другим важным качеством, являясь носителем изотопно-генетической информации, заключенной в первичных отношениях Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), т.к. содержит ощутимые количества Sr (изоморфно замещающего ионы Ca^{+2} в структуре апатита) при крайне низких содержаниях Rb. Так, изучение изотопного состава Pb и Sr в апатитах из различных возрастных фаз пород и руд, а также в паре апатит–плагиоклаз в ряде случаев позволяет выяснить генетическую природу источника вещества и проследить во времени эволюцию состава флюидной фазы (Овчинникова и др., 1987; Пушкарев, 1987; Щипцов и др., 1991). Кроме строения ионы Ca^{+2} могут замещаться рядом других катионов, в том числе ионами U и Pb (Дир и др., 1966), которые входят в решетку в количествах, зависящих от условий кристаллизации минерала. По данным Альтшюлера и др. (Altschuler *et al.*, 1958; Clarc, Altschuler, 1958), содержание урана в апатитах магматических пород колеблется от 10 до 100 мкг/г, а в осадочных морских апатитах от 50 до 200 мкг/г. Однако находки в апатитах спора-

дических вростков бастнезита и монацита позволяют думать, что содержание U в собственно апатите несколько менее приведенного. Что касается Pb, то несмотря на существование свинцового аналога семейства апатита – пироморфита, концентрация этого элемента в апатитах обычно невелика и редко превышает 10 мкг/г (Дир и др., 1966).

Хотя Pb-изотопные системы апатитов сравнительно давно используются в геохронологии (Baadsgaard *et al.*, 1976; Неймарк и др., 1984; Gariéry, Allègre, 1985), наблюдаемые вариации изотопного состава Pb в них часто недостаточны для точного расчета изохронного возраста в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Другая сложность использования апатита для целей геохронологии вызвана легкой растворимостью его в кислотах. Поэтому апатит очень трудно отделить от микропримесей других некогенетичных ему минеральных фаз, что создает опасность образования ложных изохрон, лишенных реального геохронологического смысла.

В отличие от этого U-Pb системы, объединяющие две пары материнско-дочерних изотопов, обладают внутренним критерием геохимической правильности измеренных значений возраста – совпадением возраста по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Поэтому при условии конкордантности U-Pb данных можно получить истинное значение возраста даже на одной пробе минерала.

Накопленные к настоящему времени данные показывают, что U-Pb возраст апатитов отличается низкой степенью дискордантности (Oosthuysen, Burger, 1973; Овчинникова и др., 1987; Corfu, 1988; Chandler, Parrish, 1989; Miller, Cumming, 1989). Так, на примере U-Pb систем апатитов и сосуществую-

щих цирконов из гранитов Барбертон Маунтейн Лэнд (Южная Африка), имеющих возраст около 3100 млн. лет, было показано, что дискордантность возраста апатитов не превышает 7%, в то время как U-Pb возрастная дискордантность цирконов варьирует от 0 до 30%.

Дискордантные значения возраста апатитов обычно объясняются двумя причинами: или посткристаллизационным нарушением U-Pb системы минерала, или несоответствием первичного изотопного состава Pb апатита изотопному составу Pb, взятого в качестве поправки. Первая из этих причин нам кажется маловероятной в связи с тем, что минералы класса фосфатов, ванадатов и арсенатов (в отличие от силикатов, например, цирконов) сохраняют свою кристаллическую структуру при облучении даже очень высокими дозами и поэтому не встречаются в природе в метамиктном состоянии (Морозова, Ашкинадзе, 1971). Однако, как уже упоминалось, кристаллы апатита легко разлагаются даже в слабокислых средах (что неминуемо приводит к полной потере геохронологической информации), а в подходящей геохимической обстановке могут возникать вновь, фиксируя в своих изотопных системах время нового геологического события. Поэтому апатиты, в отличие от цирконов, даже в породах со сложной историей, имеют простое строение (отсутствуют ядра, оболочки, следы перекристаллизации), а рассчитанный U-Pb возраст апатитов, как правило, конкордантен и определяет время окончания флюидной проработки пород в ходе последнего метаморфизма.

В силу вышесказанного мы считаем, что основной причиной, вызывающей U-Pb возрастную дискордантность апатита, является неправильно подобранная поправка на обыкновенный свинец. Выбор этой поправки очень критичен, потому что изотопный состав Pb апатитов значительно менее радиогенен, чем цирконов, т.к. при кристаллизации апатитов U часто входит в структуру минерала в равных, а иногда и в меньших количествах, чем обыкновенный Pb (табл. 1).

Дополнительные сложности в U-Pb датирование апатитов вносят присущие им невысокие содержания Pb и U, что предъясняет повышенные требования к аналитическим процедурам.

Целью нашей работы было исследование U-Pb систем апатитов для выяснения как причин дискордантности возраста, так и возможностей и ограничений использования этого минерала в изотопной геохронологии. Объекты исследования выбраны в широком возрастном диапазоне – от раннего архея до фанерозоя из датированных независимыми методами плутонических, вулканических и метаморфических пород.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Из породы, раздробленной до размера зерен меньше 0.25 мм, выделялась неэлектромагнитная фракция на электромагнитном аппарате СЭМ-138Т, а затем апатитсодержащая фракция последовательно дочищалась в бромформе и жидкости Клеричи, вплоть до получения практически мономинеральной пробы апатита. Эта проба отмывалась от поверхностных загрязнений Pb в 3% растворе трилона Б, промывалась водой, и образец растворялся в концентрированной HCl. Определение изотопного состава Pb и содержание Pb и U проводилось из аликвот. Использовался смешанный индикатор $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$. Химическое выделение Pb для масс-спектрометрического анализа проводилось на анионообменной смоле Bio Rad 1 × 8 в форме HBr по модифицированной методике Манэ (Manhes *et al.*, 1978), выделение урана – методом экстракционной хроматографии на колонке, наполненной порошком фторопласта-4, смоченного трибутилфосфатом (Arden, Gale, 1974). Измерения изотопного состава исследуемых элементов выполнялись на 8 коллекторном масс-спектрометре МАТ-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов разных изотопов. Погрешности измерения изотопного состава Pb составляют 0.03% на единицу разности масс. Результаты откорректированы на величину коэффициента фракционирования $f = 0.0013 \pm 0.0003$ а.е.м. $^{-1}$, полученную по результатам многократных измерений стандарта свинца NBS-982.

Обработка первичных U-Pb данных проводилась по программе К. Ладвига "PBDAT" (Ludwig, 1989), которая рассчитывает погрешности U/Pb отношений и их корреляцию с учетом экспериментальных ошибок измерения концентраций, изотопных отношений и поправки на нерадиоогенный Pb. Параметры изохрон рассчитывались с 95% доверительным интервалом по программе Ладвига "Isoplot" (Ludwig, 1990).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученные результаты приведены в табл. 1 и на рис. 1 - 14. На рис. 1 видно, что содержание Pb и U в исследованных апатитах достаточно низкое. Из 20 измеренных образцов только один имел концентрацию обоих элементов выше 100 мкг/г, а в остальных содержания Pb колебались от 2 до 27 мкг/г, содержания U – от 1.1 до 57.2 мкг/г, но обычно не поднимались выше 6.7 и 9.2 мкг/г, соответственно. Следует заметить, что при широких колебаниях измеренных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 668 до 15.26 и значительных вариаций возраста апатитов от 2600 до 12 млн. лет, введение поправки на обыкновенный свинец по результатам анализа когенетичных полевых шпатов обеспечивало низкие погрешности возраста, вычисленного по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в апатите. Эти погрешности в девятнадцати случаях из 20 составляли от

Таблица 1. Изотопы свинца и урана в апатитах

№ п/п	Номер образца, порода	Содержание, мкг/г		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	Изотопный возраст, млн. лет			Q, %
		U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
Салминский массив, Северное Приладожье								
1	4-119а, монцонит	5.52	5.23	58.26	1546	1548	1550	0
2	4-119б, » »	5.57	5.40	56.37	1559	1556	1554	0
3	7/122, анортозит	5.61	4.26	80.60	1559	1556	1553	0
Геранский массив, южная часть Алданского щита								
4	615а, анортозит	3.19	2.42	103.2	1733	1733	1734	0
5	615б, » »	3.28	2.58	100.1	1713	1724	1737	0
Коростенский плутон, северо-западная часть Украинского щита								
6	513-78, анортозит	9.24	6.70	188.8	1751	1757	1764	0
7	512-78, » »	4.42	3.77	93.97	1718	1742	1772	3
Восточный берег Онежского озера, Карелия								
8	20/2-20/3, эндербит	19.9	13.4	334.5	2573	2589	2601	0
Юковский массив, Южное Беломорье								
9	472/3а, гранит	4.82	4.41	47.78	1864	1863	1862	0
10	472/3б, » »	5.71	4.88	48.54	1763	1776	1791	0
Штоки основных пород, Центральная Карелия								
11	1612, базальт	1.44	2.32	47.76	1843	1916	1996	8
12	1613-1, габбродиабаз	1.57	2.03	47.55	1603	1787	2010	20
13	1613-2, » »	1.71	2.28	44.86	1829	1876	1928	5
					1586	1740	1931	20
					1794	1857	1928	7
					1531	1707	1931	20
Водлозерский комплекс, Юго-Восточная Карелия								
14	18к, гнейс	43.0	27.0	668.0	2506	2518	2540	0
Нейпирский комплекс, Восточная Антарктида								
15	206/11, гнейс	136	116	119.1	1839	1843	1848	0
16	23д/16, » »	57.2	17.5	64.10	775	965	1430	46
Рейнарский комплекс, Восточная Антарктида								
17	56/11, крист. сланец	8.28	3.68	37.34	555	800	1560	55
					233	0	0	100
Мальводжеский комплекс, Юго-Западный Памир								
18	528/16, чарнокит	4.88	3.06	15.26	12	59	3120	100
Лехтинская структура, Северная Карелия								
19	534-10, кварц. порфир	1.11	3.54	24.00	1590	1760	1970	20
Северный берег оз. Ципринга, Северная Карелия								
20	15-2, кварц. порфир	2.06	3.70	32.99	1383	1623	1949	30

Примечание. № 9 – кристаллы апатита желтого цвета, № 10 – белого цвета. № 12 – легкая фракция, № 13 – тяжелая фракция.

При расчете возраста обр. № 8 внесена поправка на первичный свинец с использованием модели Стейси и Крамерса; при расчете возраста образцов №№ 11, 12, 13, 17 внесена поправка на изотопный состав свинца, выделенный из когенетических плагиоклазов и альбитов (или микроклинов); для остальных образцов в качестве поправки использовался свинец из соответствующих плагиоклазов.

Q, % – процент дискордантности возраста – рассчитывался по формуле:
$$Q, \% = \frac{t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})}{t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})} \times 100\%.$$

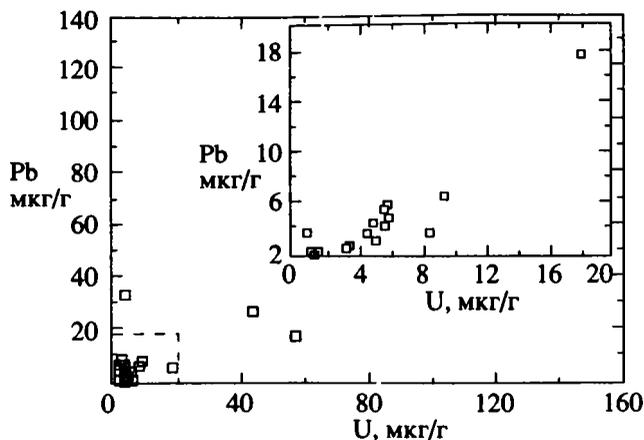


Рис. 1. Содержание Pb и U в изученной коллекции апатитов.

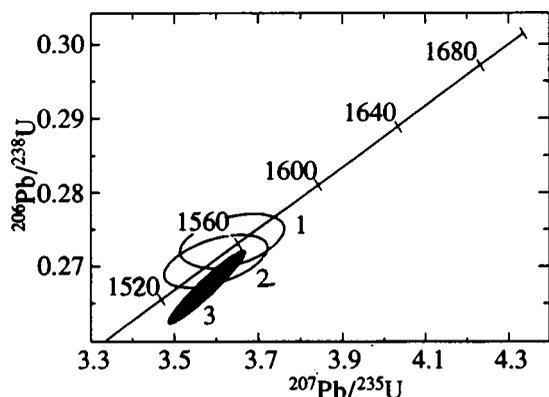


Рис. 2. График с конкордией для апатитов из монцонита (1, 2) и анортозита (3) Салминского массива, Северное Приладожье.

1 до 2%. Лишь одно значение ошибки, равное 10%, было получено для апатита с $t = 12$ млн. лет и отношением $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.26$.

Интрузивные породы. Были исследованы образцы апатитов из интрузивных пород широкого диапазона – от кислых до основных (табл. 1).

Образцы 7/122 и 4-119 выделены из анортозита и монцонита Салминского массива.

Салминский массив анортозит-рапакивигранитной формации расположен в юго-восточной части Балтийского щита (Северное Приладожье) в карельской зоне свекокарельской складчатой области на границе с архейским кратоном. Салминский массив входит в состав Ладожско-Далекарлийского анорогенного вулканоплутонического пояса протерозойского возраста, протягивающегося в субширотном направлении от Онежского озера до Южной Швеции, и имеет многофазное строение. Ранние фазы, представленные анортозитами, габброноритами, мангеритами, монцонитами, развиты только в южной части массива (Ларин и др., 1990). Геохронологические исследова-

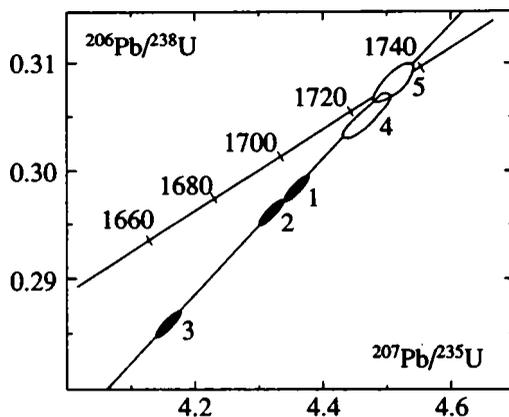


Рис. 3. График с конкордией для цирконов (1, 2, 3) и апатитов (4, 5) из анортозита Геранского массива, юго-восточной части Алданского щита.

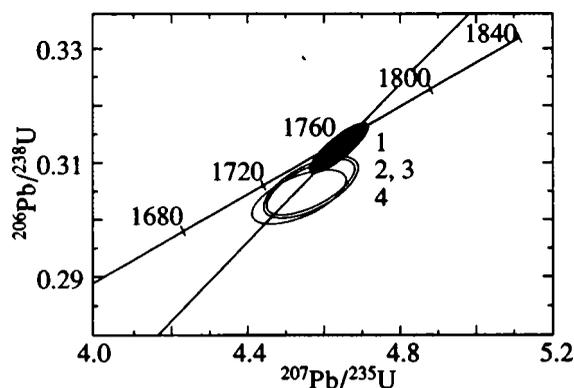


Рис. 4. График с конкордией для апатитов из анортозитов Коростенского плутона, западная часть Украинского щита. 1 – апатит 513; 2, 3, 4 – апатит 512.

ния, проведенные Ю.П. Шергиной и др. (1982), показали синхронность всех фаз гранитов рапакиви Салминского массива (1550 ± 30 млн. лет) и их принадлежность к единой анортозит-рапакивигранитной формации. Совпадающее с этим значение возраста, равное 1552 ± 69 млн. лет, было получено по минеральной Sm-Nd изохроне для анортозита Салминского массива (Neumark *et al.*, 1991).

Вычисленный возраст трех образцов апатита, равный 1552 ± 20 млн. лет (табл. 1, рис. 2), практически соответствует изохронному Sm-Nd возрасту анортозитов.

Образцы 615a и 615b выделены из анортозита Геранского массива, представляющего собой часть Джугджурского анортозитового массива – самого крупного в Восточно-Азиатском анортозитовом поясе, расположенном вдоль южной окраины Алданского щита. Для анортозитов Геранского массива М.К. Сухановым и Д.З. Журавлевым (1989) были получены Sm-Nd методом две минеральные изохроны, определяющие возрасты 1702 ± 27 и 1705 ± 30 млн. лет, которые отвечают

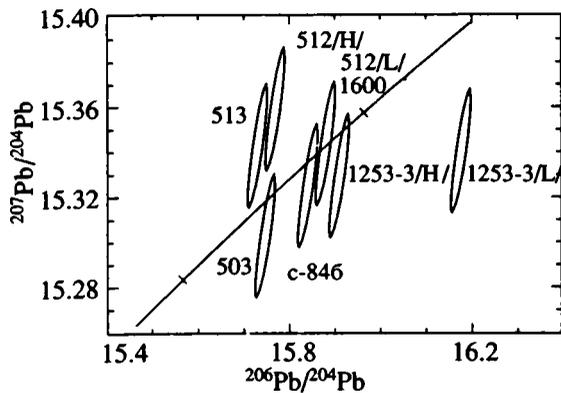


Рис. 5. График в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для плагиоклазов из анортозитов Коростенского плутона. H и L – тяжелая и легкая фракции плагиоклаза, соответственно.

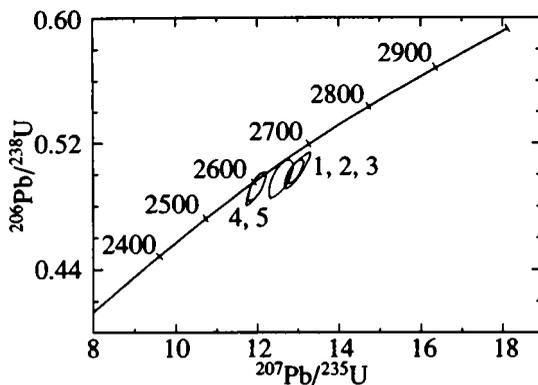


Рис. 6. График с конкордией для цирконов (1, 2, 3) и апатитов (4, 5) из анортозита, поселок Шальский, восточный берег Онежского озера.

времени закрытия Sm-Nd изотопной системы в минералах и являются минимальной оценкой возраста массива. Однако полученные нами данные по апатиту (табл. 1, рис. 3), соответствующие возрасту 1736 ± 6 млн. лет, не только совпадают с данными по Sm-Nd датированию, но также совпадают и с возрастом, полученным по верхнему пересечению дискордии по цирконам (1734 ± 12 млн. лет), что в данном случае указывает на близость во времени закрытия U-Pb изотопных систем циркона и апатита и Sm-Nd систем породообразующих минералов. Вышесказанное не оставляет сомнений в протерозойском (1736 ± 6 млн. лет) возрасте исследуемых анортозитов.

Существенно различаются два образца апатитов, выделенных из анортозитов Коростенского плутона (западная часть Украинского щита). В пределах Коростенского плутона выделяются интрузивные породы основного состава (анортозиты, габбронориты, нориты, габбро), слагающие ряд массивов среди гранитоидов рапакиви-гранитной формации. Возраст кристаллизации цирконов и бадделейтов из базитов равен 1750 ± 10 млн лет (Скобелев и др., 1991). Из двух изученных нами об-

разцов апатитов один (обр. 513) имеет конкордантное значение возраста 1764 ± 13 млн. лет (табл. 1, рис. 4), совпадающее с возрастом цирконов и бадделейтов. Другой (обр. 512) имеет 3% дискордантность, что, видимо, связано с неправильно взятой поправкой на обыкновенный свинец. В пользу такого вывода говорит следующее. На рис. 5, иллюстрирующем изотопные отношения Pb остатков после выщелачивания в концентрированной HNO_3 плагиоклазов из рассматриваемых анортозитов, видно, что эти плагиоклазы обладают гетерогенным изотопным составом Pb. Даже в одной пробе плагиоклазы разного номера имеют различающиеся за пределами ошибок изотопные отношения свинца, что не противоречит предположению о кумулятивном генезисе этих базитов (Скобелев и др., 1991). Если при расчете возраста апатита обр. 512 ввести поправку не на свинец из плагиоклаза – обр. 512, а на менее радиогенное значение изотопного состава свинца плагиоклаза обр. 513, то точки U-Pb отношений апатита сдвигаются в сторону менее дискордантных значений возраста.

Образец апатита № 20/2-20 выделен из крупной интрузии эндербитов, расположенных на восточном берегу Онежского озера (район поселка Шальский). Время становления интрузии, проходившее в условиях высокоградиентного метаморфизма гранулитовой фации, ранее было определено U-Pb методом по циркону как 2650 ± 45 млн. лет (Байкова и др., 1984). На графике в координатах Везерилла фигуративная точка апатита располагается на конкордии, указывая на ненарушенность его U-Pb изотопных отношений ($t = 2600$ млн. лет). Экспериментальные точки когенетичных цирконов несколько дискордантны и интерпретация их более высоких возрастных значений неоднозначна (рис. 6).

Образец 472/3 апатита был выделен из плагио-микроклиновых гранитов Юковского массива (Южное Беломорье). Он представлен двумя цветовыми вариациями – желтой и белой. Юковский массив, расположенный в 70 км к юго-востоку от г. Беломорска, относится к юковскому комплексу, который включает также дайки кварцевых сиенитов и сиено-диоритов. Комплекс имеет ограниченное распространение в Южном Беломорье. Он прорывает породы беломорского комплекса (тоналиты, гранатовые амфиболиты) и мигматизирующие их плагиограниты, завершая архейский этап развития Южного Беломорья. Протерозойский метаморфизм и деформации наложены на интрузии юковского комплекса.

Образец апатита был разделен по цвету кристаллов. Каждая из модификаций при небольшом значении отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, близком к 48, дала свои конкордантные значения возраста, различия между которыми лежат за пределами ошибок определения (рис. 7). Возраст этих фракций – 1862 ± 7 и 1791 ± 4 млн. лет. U-Pb возраст юков-

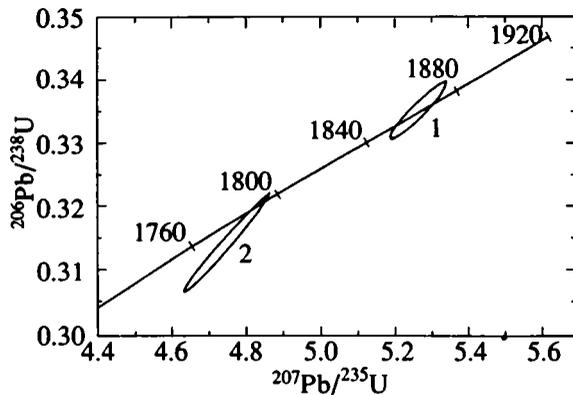


Рис. 7. График с конкордией для двух модификаций апатита из плагиомикротроновых гранитов Юковского массива, Южное Беломорье.

1 – кристаллы желтого цвета, 2 – кристаллы белого цвета.

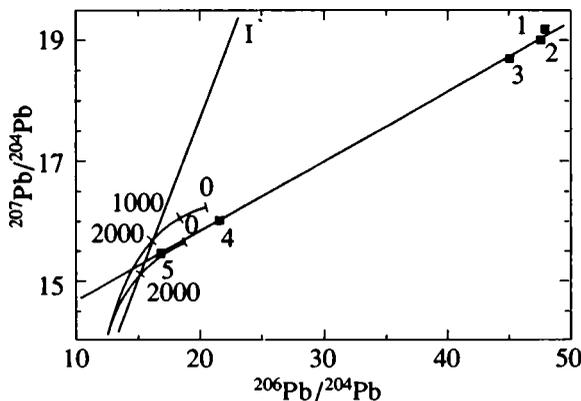


Рис. 8. График в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для апатитов, плагиоклаза и альбита из габбродиабазовых штоков района оз. Янгозеро, Центральная Карелия.

1, 2, 3 – апатиты, 4 – альбит, 5 – плагиоклаз. Нижняя кривая накопления свинца построена по модели Стейси и Крамерса. Верхняя кривая построена по той же модели для случая, когда значение μ во второй стадии равно 12. 1 – первичная изохрона.

ских гранитов по цирконам равен 2700 млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1991).

Следует отметить, что свекофенский метаморфизм был широко проявлен в Южном Беломорье и вызвал типичные для этого региона нарушения K-Ar, Rb-Sr, а иногда и U-Pb изотопно-геохронологических систем (Геохронологические рубежи..., 1972). Наблюдаемые в нашем случае значимые различия U-Pb возраста двух фракций апатитов, возможно, отражают отдельные этапы проявления этого метаморфизма и связаны либо с экранированием ранней генерации кристаллов апатита, либо со спецификой флюидного режима на заключительной стадии метаморфизма, предохранившей эти кристаллы от переработки.

Образцы апатитов 1612 и 1613 отобраны из альбитизированных выделений габбродиабазовых

штоков, прорывающих вулканогенно-осадочные толщи верхнего ятулия в районе поселка Гумарино (обр. 1612) и озера Янгозеро (обр. 1613) – Центральная Карелия. Возраст этих образцов апатита сильно дискордантен (табл. 1). При поправке на изотопный состав Pb плагиоклаза и альбита, выделенных из той же породы, дискордантность возраста трех образцов апатита меняется от 5 - 8% (при поправке на Pb плагиоклаза) до 20% (при поправке на Pb альбита – табл. 1).

Следует заметить, что изотопный состав свинца альбита часто не соответствует изотопному составу первичного свинца породы, он более радиогенен, чем у сосуществующих плагиоклазов. Одной из причин этого является присутствие урана в структуре альбитов, образующихся нередко при метасоматозе (Дир и др., 1966). Поэтому радиогенный свинец, накопившийся *in situ* и находящийся в кристаллической решетке, не переходит в раствор при общепринятой методике подготовки образцов полевых шпатов к анализу изотопного состава Pb (жесткое выщелачивание растертых образцов в горячей концентрированной HNO_3). В связи с этим мы полагаем, что заметное несоответствие изотопного состава свинца альбита первичному свинцу апатитов привело к значительной (30%) дискордантности возрастных Pb/U отношений апатита. Дискордантные возрастные значения, хотя несколько и меньшие, получены при поправке на Pb плагиоклаза. Это связано, на наш взгляд, с тем, что в образце плагиоклаза, взятого в качестве поправки, оказались при минералогическом исследовании мелкие вросстки альбита.

На рис. 8 показана в Pb-Pb координатах изохрона, построенная по трем образцам исследованных апатитов, плагиоклазу и альбиту. Изохрона соответствует возрасту 1920 ± 98 млн. лет, что может быть интерпретировано скорее всего как время последнего преобразования Pb-Pb минеральных систем породы. В этом случае свинец, вошедший в решетку проанализированных минералов во время наложенного события, должен иметь средний изотопный состав, соответствующий точке пересечения полученной изохроны с первичной изохроной того же возраста¹ (1920 млн. лет). На рис. 8 видно, что изотопные отношения свинца этой точки менее радиогенны, чем свинцов плагиоклаза и тем более альбита. Введение поправки на изотопный состав свинца, соответствующего точке пересечения, дает конкордантные значения U-Pb возраста апатитов, совпадающие с изохронным Pb-Pb возрастом. На рис. 9 приведен пример рассчитанного возраста образца апатита 1612,

¹ Под первичной изохроной в данном случае понимается прямая, на которой располагаются точки изотопных отношений Pb, эволюция которого проходила в терминах модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) от $t_1 = 3.70$ млн. лет до $t_2 = 1.920$ млн. лет при разном значении $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$.

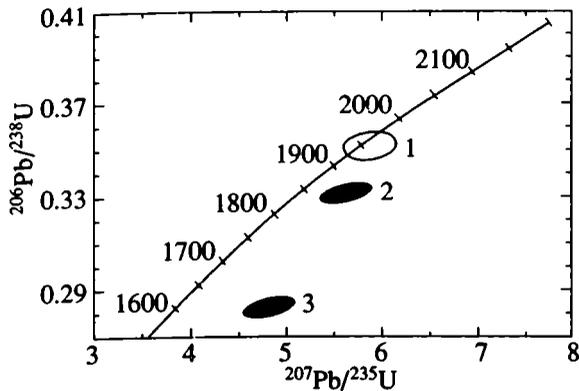


Рис. 9. График с конкордией для апатита, обр. 1612. При расчете возраста использовались поправки: 1 – на рассчитанный изотопный состав свинца; 2 – на изотопный состав свинца плагиоклаза; 3 – на изотопный состав свинца альбита.

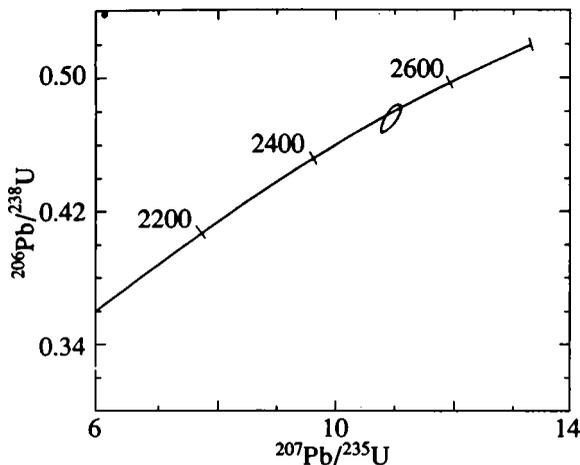


Рис. 10. График с конкордией для апатита из гнейса Водлозерского комплекса, Юго-Восточная Карелия.

дискордантность которого последовательно уменьшается при введении поправки на изотопный состав свинца Ab, Pl и рассчитанной точки. Необходимо отметить, что при построении первичной изохроны используется та или иная модель эволюции свинца (в нашем случае модель Стейси и Крамерса) и рассчитанный изотопный состав первичного свинца также является модельным. Поэтому полученные конкордантные значения U-Pb возраста апатитов можно рассматривать только как оценочные. Основным выводом приведенных расчетов является утверждение, что дискордантность возраста исследуемых апатитов вызвана не открытием U-Pb систем минералов, а неправильно взятой поправкой на обыкновенный свинец.

Итак, все исследованные образцы апатитов из интрузивных пород имеют широкий спектр отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (44.86 - 334.5) и достаточно низкие содержания Pb (2.03 - 13.4 мкг/г) и U (1.44 - 19.9 мкг/г) – табл. 1.

Рассчитанные значения возраста апатитов для большинства объектов конкордантны и фиксируют время либо формирования породы, либо наложенного процесса, как образцы апатитов из плагиомикроклиновых гранитов Юковского массива (Южное Беломорье). Из 13 исследованных образцов апатитов 4 образца имеют дискордантные значения возраста, что, по нашему мнению, связано с неправильно взятой поправкой на обыкновенный свинец.

Метаморфические породы. Образец 18к отобран из древних архейских гнейсов Водлозерского комплекса юго-восточной Карелии. Породы Водлозерского гнейсового комплекса претерпели длительную и сложную эволюцию в архейское время, включающую несколько этапов магматизма, метаморфизма и деформаций (3.10 и 2.87 млрд. лет) и термальный прогрев (2.70 - 2.65 млрд. лет) (Лобач-Жученко и др., 1989).

Образец апатита имеет очень радиогенный состав Pb ($\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 668$), высокие содержания U (43 мкг/г) и Pb (27 мкг/г). Исследование распределения урана в нем методом треков индуцированного деления показало внутреннюю незакономерную гетерогенность зерен апатита по урану, иногда с десятикратным перепадом концентрации. Это может свидетельствовать о метасоматическом образовании апатита в уже существующей породе при неоднородном составе питающей флюида. Конкордантный возраст апатита – 2540 ± 40 млн. лет (рис. 10) совпадает по значению с возрастом, полученным по нижнему пересечению с конкордией “первичной дискордии”, построенной по центральным частям зерен цирконов из этих гнейсов после абразивной обработки (Лобач-Жученко и др., 1989).

То же значение (2540 млн. лет) было получено по Pb-Pb изохроне для валовых проб гнейсов и амфиболитов Водлозерского блока и по K-Ag данным для биотита из этих древних гнейсов (Овчинникова и др., 1990). Совпадение U-Pb возраста апатита, который обычно образуется при завершении циркуляции флюидной фазы, и K-Ag возраста биотита, температура закрытия K-Ag системы которого составляет 225 - 380°C (Шанин и др., 1979), свидетельствует о том, что датировка 2540 млн. лет может рассматриваться как время гидротермального низкотемпературного процесса.

Образцы апатитов из древних гнейсов нейпирского и рейнарского комплексов Земли Эндерби (Восточная Антарктида) также датируют посткристаллизационные этапы эволюции этих комплексов.

В пределах Земли Эндерби выделяются по характеру метаморфизма нейпирский и рейнарский комплексы серых гнейсов. Оба комплекса, как более древний нейпирский ($t \geq 3950$ млн. лет), так и более молодой рейнарский ($t \geq 3100$ млн. лет)

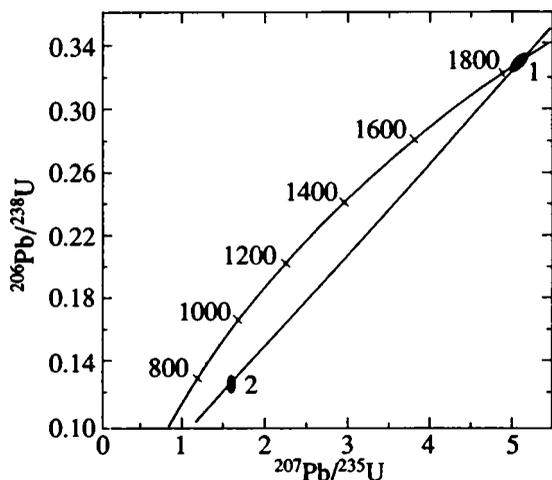


Рис. 11. График с конкордией для апатитов, обр. 206/11 (1) и обр. 23д/16 (2) из гнейсов нейпирского комплекса, Земля Эндерби, Восточная Антарктида.

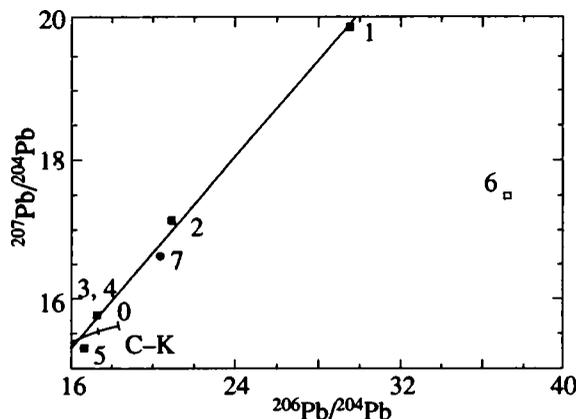


Рис. 12. График в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для остатков после выщелачивания полевых шпатов (затитые квадраты) и апатиты (незатитый квадрат) из гнейсов рейнарского комплекса, Земля Эндерби, Восточная Антарктида.

1 – микроклин, обр. 56/11; 2 – плагиоклаз, обр. 56/11; 3, 4 – микроклин и плагиоклаз 59/11; 5 – плагиоклаз, обр. 41/32; 6 – апатит, обр. 56/11; 7 – рассчитанная поправка.

характеризуются проявлением по меньшей мере четырех термальных событий, включающих гранулитовую фацию метаморфизма при интенсивном проявлении ультраметаморфизма (в основном в нейпирском комплексе) и наложении метаморфизма амфиболитовой фации (Sheraton *et al.*, 1987). Для гнейсов гор Нейпир дискордия, проведенная через две точки U/Pb изотопных отношений образцов 206/11 и 23д/16 (поправка при расчете возраста взята на Pb соответствующих плагиооклазов), пересекает конкордию в двух точках – 1840 млн. лет и 500 млн. лет (рис. 11). Образец апатита 206/11 конкордантен и его возраст соответствует верхнему пересечению дискордии. По всей видимости он датирует наложенный процесс, сов-

падающий по времени с внедрением долеритовых даек, возраст которых, равный 1800 млн. лет, был определен изохронным Rb-Sr методом по породе в целом (Sheraton, Black, 1981). Второй образец апатита 23д/16 сильно дискордантен (табл. 1). В изученной коллекции апатитов только у этого образца дискордантность возраста нельзя объяснить неправильно подобранной поправкой на изотопный состав первичного Pb. Возможно, этот образец представляет собой смесь двух разновозрастных генераций апатита, тем более что у него обнаружены два типа кристаллов минерала. Однако из-за маленькой навески образца экспериментально подтвердить это предположение оказалось невозможным.

Следует заметить, что возраст по нижнему пересечению дискордии сопоставим с возрастом метаморфизма зеленосланцевой фации, который проявлен в кристаллических породах не только Земли Эндерби, но и других районов Восточно-Антарктического щита (Sheraton *et al.*, 1987).

Образец апатита 56/11 из пироксенового кристаллосланца рейнарского комплекса также сильно дискордантен по возрасту. При поправке на обычный свинец из плагиооклаза дискордантность равна 55%, при поправке на Pb микроклина она достигает 100%. Скорее всего эта дискордантность вызвана несответствием выбранных поправок изотопному составу первичного Pb образца апатита. На рис. 12 в Pb-Pb координатах приведены изотопные отношения остатков после кислотного выщелачивания полевых шпатов и апатита из гнейсов рейнарского комплекса. Точки полевых шпатов определяют прямую линию, которую можно интерпретировать как изохрону, соответствующую интервалу времени от кристаллизации этих минералов (t_1) до перераспределения изотопов Pb в ходе наложенного процесса (t_2). Изохрона пересекает кривую накопления свинца Стейси и Крамерса в точках, отвечающих значениям возраста $t_1 \sim 3.5 \times 10^9$ лет; $t_2 \sim 0.5 \times 10^9$ лет, свидетельствуя о том, что рейнарские гнейсы в восточной части Антарктиды являются метаморфизованной древней корой с последним событием в ~ 500 млн. лет, во время которого не произошло полной гомогенизации Pb в породе. Приняв такое допущение и соотнеся образование апатита с этим последним событием, мы рассчитали изотопный состав свинца поправки. Фигуративная точка, отвечающая этой поправке, легла по Pb-Pb изохрону по полевым шпатам, расположившись на ней значительно ниже точки микроклина 56/11 и несколько ниже плагиооклаза 56/11, изотопный состав Pb которых был первоначально взят в качестве поправки и привел к дискордантности вычисленных возрастов (см. табл. 1).

Изученный апатит из чарнокитов мальводжеского комплекса Юго-Западного Памира (обр. 528/16) имеет уникально нерадиоогенный

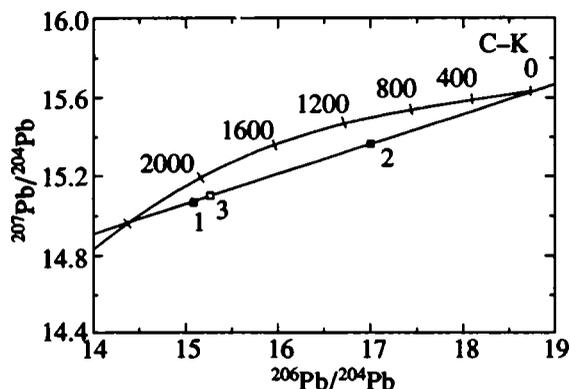


Рис. 13. График в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для выщелока плагиоклаза (2), остатка плагиоклаза (1) и апатита (3) из чарнокитов мальводжеского комплекса, Юго-Западный Памир.

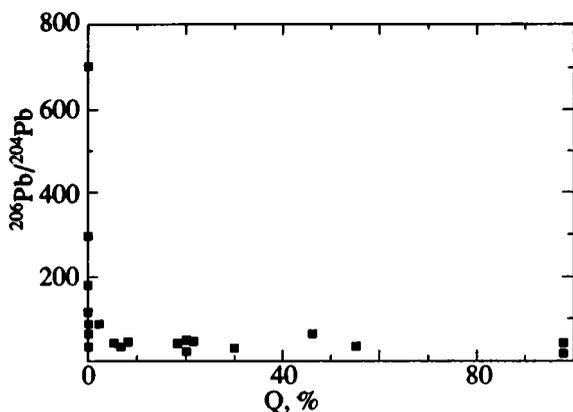


Рис. 14. График в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $Q\%$ для исследованных образцов апатитов. $Q\%$ – процент дискордантности.

изотопный состав свинца: отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в нем равно всего лишь 15.26 (табл. 1).

Полученный нами U-Pb возраст цирконов, выделенных из этих пород, составляет 2400 млн. лет. Тот же возраст получен по Pb-Pb изохроне по трем точкам (выщелоку и остатку после выщелачивания плагиоклаза и апатиту). На рис. 13 видно, что параметры изохроны определяются точками изотопного состава Pb из выщелока и остатка плагиоклаза. Что касается апатита, то, в силу очень низкорadioгенного изотопного состава его свинца, полученный для него U-Pb возраст можно рассматривать лишь как приблизительный. Наиболее достоверным является значение, рассчитанное по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, равное 11.6 ± 1.3 млн. лет, что соответствует времени гималайской орогении (Агеева, 1976).

Приведенные примеры показывают, что апатиты из метаморфических пород имеют широкие вариации содержания Pb и U: 3.06 - 116 мкг/г и 4.88 - 136.0 мкг/г, соответственно. Они датируют, как правило, последнее наложенное событие.

Вулканические породы. Образцы исследованных апатитов из кислых вулканитов имеют очень низкорadioгенный свинец, низкие содержания Pb и U и сильно дискордантны по возрасту. В нашей коллекции минералы этого типа представлены образцами из кварцевых порфиров: образец 534-10 из Лехтинской структуры и образец 15-2 из кварцевых порфиров северного берега оз. Ципринга (Северная Карелия, Балтийский щит). Исследуемые кварцевые порфиры являются типичными представителями сумийского надгоризонта нижнего протерозоя региональной стратиграфической последовательности (Семихатов и др., 1991). Возраст лехтинских порфиров определен U-Pb методом по циркону в 2410 ± 45 млн. лет (значение возраста было пересчитано с новыми значениями констант радиоактивного распада: $\lambda_{238} = 0.155125 \times 10^{-9}$ лет $^{-1}$; $\lambda_{235} = 0.984850 \times 10^{-9}$ лет $^{-1}$ (Кратц и др., 1976)).

Кварцевые порфиры северного берега оз. Ципринга имеют изотопный U-Pb возраст по циркону, равный 2436 ± 24 млн. лет (Левченков и др., 1990). Возраст обоих образцов апатитов при поправке на свинец соответствующих плагиоклазов сильно дискордантен (табл. 1). Он становится конкордантным лишь при введении поправки на рассчитанное значение изотопного состава первичного свинца (расчеты проводились аналогично вычислениям для образцов 1612 и 1613 (рис. 8)). Очевидно, что полученные модельные U-Pb возрастные данные образцов апатитов 534-10 и 15-2, равные 1960 ± 200 млн. лет и 1940 ± 140 млн. лет соответственно, являются лишь оценкой времени наложенного процесса, при котором были сформированы исследуемые минералы.

На рис. 14 точки всех изученных образцов апатита помещены на графике в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $Q\%$, где

$$Q\% = \frac{t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})}{t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})} \times 100\%.$$

Из этого рисунка видно, что конкордантные образцы имеют широкий спектр отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 668 до 48, а дискордантные – гораздо более узкий спектр: от 94 до 15. График подтверждает наш вывод о том, что природа дискордантности апатитов связана с неопределенностью поправки на изотопный состав первичного Pb. Дело в том, что при отношениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \geq 80$ влияние поправки не очень существенно, а при менее радиогенном изотопном составе Pb несовпадение поправки с изотопным составом первичного свинца апатита вносит более значительный вклад в возрастную дискордантность. Однако, если изотопный состав Pb поправки соответствует первичному свинцу апатитов, то даже при низких отношениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ можно получить конкордантные значения возраста. Примером этого являются апатиты юковских гранитов (обр. 472/39

и 472/36), а также образцы апатитов 4-119а и 4-119б из монзонита Салминского массива.

ВЫВОДЫ

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Апатиты являются перспективным геохронометром для U-Pb датирования геологических событий, однако в зависимости от типа породы, заключающей датированные минералы, геологический смысл полученных значений U-Pb возраста апатитов различен.

2. Наилучшими объектами для датирования времени становления пород являются апатиты из интрузивных пород, особенно анортозитов. Свинец этих апатитов высоко радиогенен, а U-Pb возрасты конкордантны. Датировки апатита в паре с цирконом могут быть использованы для определения длительности кристаллизации пород.

3. Апатиты полиметаморфических пород в большинстве случаев также обладают радиогенным Pb и демонстрируют конкордантные значения U-Pb возраста. Они датируют, как правило, последнее событие флюидной проработки пород, которое в ряде случаев фиксируется по нижнему пересечению дискордии, построенной по U-Pb цирконовым данным.

4. Наименее пригодны в геохронологических целях апатиты из вулканитов. Изотопный состав свинца у них малорадиогенен, а U-Pb возраст сильно дискордантен. Точное экспериментальное определение изотопного состава первичного свинца этих апатитов затруднено.

5. В большинстве случаев возрастная дискордантность апатитов связана с неопределенностью изотопного состава Pb поправки, вводимой на обыкновенный Pb, содержащийся в апатитах в значительных количествах.

Авторы приносят благодарность Б.В. Беляцкому и А.Б. Львову за предоставление образцов апатитов и полевых шпатов Антарктиды и Памира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агеева Г.И.* Докембрийские габброиды Музкол-Ранкульского синклиория на Памире и радиологическое обоснование их возраста // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976. 24 с.
- Байкова В.С., Лобач-Жученко С.Б., Левченков О.А. и др.* Новые данные о геологическом положении и возрасте гранулитов Карелии // Докл. АН СССР, 1984. Т. 274. № 2. С. 442 - 444.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 192 с.
- Дир У.А., Хаук Р.А., Зусман Д.Ж.* Породообразующие минералы. Т. 5. М.: Мир, 1966. С. 357 - 374.
- Кратц К.О., Левченков О.А., Овчинникова Г.В. и др.* Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии // Докл. АН СССР, 1976. Т. 231. № 5. С. 1191 - 1194.
- Ларин А.М., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В.* Связь комплексного скарнового орудзнения Питкярантского района с гранитами рапакиви Салминского массива по Pb-изотопным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1990. № 5. С. 47 - 57.
- Левченков О.А., Амелин Ю.В., Буйко А.К. и др.* Изотопный возраст сумийско-сарнилийского вулканоплутонического комплекса Северной Карелии (Панаярви-Ципрингская структура) // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Тр. V сес. Науч. совета по геологии докембрия. Уфа, 1977 г. Л.: Наука, 1979. С. 22 - 23.
- Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченков О.А. и др.* Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 14 - 45.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др.* Основные этапы развития Карельской гранит-зеленокаменной области и южной части Беломорского пояса в позднем архее // Эволюция докембрийской литосферы. Тез. докл. Л.: ИГД АН СССР, 1991. С. 58 - 60.
- Морозова И.М., Ашкинадзе Г.Ш.* Миграция атомов редких газов в минералах. Л.: Наука, 1971. С. 59 - 60.
- Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П.* Новые данные о возрасте пород и руд Ханнинского апатитоносного района // Докл. АН СССР, 1984. Т. 279. № 3. С. 713 - 717.
- Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М.* Информативность свинцово-изотопных данных при исследовании древних метаморфических пород // Изотопная геохимия и геохронология. Л.: Наука, 1990. С. 7 - 22.
- Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А., Комаров А.Н., Гороховский Б.М.* Некоторые возможности использования апатита в изотопно-геохронологических исследованиях // Методы изотопной геологии. Тез. докл. Всесоюзной школы-семинара. Часть 1. М.: ГЕОХИ, 1987. С. 160 - 161.
- Пушкарев Ю.Д.* Метод взаимного дополнения радиологически независимых изотопных систем // Методы изотопной геологии. Тез. докл. Всесоюзной школы-семинара. Часть 1. М.: ГЕОХИ, 1987. С. 173 - 174.
- 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 - 14.
- Скобелев В.М., Верхогляд В.М., Бартницкий Е.Н.* Уран-свинцовые изотопные системы сосуществующих бадделейтов и цирконов из базитов западной части Украинского щита // Методы изотопной геологии. Тез. докл. Всесоюзной школы-семинара. Санкт-Петербург: ИГД АН СССР, 1991. С. 147 - 149.
- Суханов М.К., Журавлев Д.З.* Sm-Nd датирование докембрийских анортозитов Джугджура // Докл. АН СССР, 1989. Т. 304. № 4. С. 964 - 968.
- Шанин Л.Л., Волков В.Н., Лицарев М.Л. и др.* Критерии надежности методов радиологического датирования. М.: Наука, 1979. 207 с.
- Шергина Ю.П., Ларин А.М., Чухонин А.Г. и др.* Возраст Салминского массива гранитов рапакиви и свя-

занного с ним оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982. № 12. С. 64 - 76.

Шипцов В.В., Цысь О.В., Желдаков Ю.А. Распределение U, Th, Pb и P3Э. в апатитах Карелии // Минералогический журнал, 1991. Т. 13. № 4. С. 97 - 99.

Altschuler Z.S., Clark R.S., Young E.J. The geochemistry of uranium in apatite and phosphorite // U.S. Geol. Surv. Prof. papers, 1958. V. 314. 130 p.

Arden J.W., Gale N.H. Separation of trace amounts of uranium and thorium and their determination by mass-spectrometric isotope dilution // Anal. Chem., 1974. V. 46. N. 6. P. 687 - 691.

Baadsgaard H., Lambert R.St.J., Krupicka J. Mineral isotopic age relationships in the polymetamorphic Amitsoq gneises, Godhaab, West Greenland // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1976. V. 40. N. 2. P. 513 - 527.

Chandler F.W. and Parrish R.R. Age of the Richmond Crut Group and implications for rifting in the Trans-Hudson Orogen, Canada // Precambrian Res. 1989. V. 4. N. 3-4. P. 277 - 288.

Clark R.S., Altschuler Z.S. Determination of the oxidation state of uranium in apatite and phosphorite deposits // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1958. V. 13. N. 1. P. 127 - 132.

Corfu F. Differential response of U-Pb systems in coexisting accessory minerals, Winnipeg, River Subprovince, Canadian Shieldsimplications for Archean Crustal growth and stabilization // Contrib. Mineral. Petrol., 1988. V. 98. N. 3. P. 312 - 325.

Gariépy C., Allègre C.J. The lead isotope geochemistry and geochronology of late kinematic intrusives from Abitibi greenstone belt and the implications for late Archean crustal evolution // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1985. V. 49. N. 6. P. 2371 - 2383.

Ludwig K.R. PBDAT for MS-DOS. A computer program for IBM-PC compatibles for processing raw Pb-U-Th isotope

data. Version 1.06. Open file report 88-542. U.S. Geol. Survey, 1989. 40 p.

Ludwig K.R. Isoplot for MS-DOS. A plotting and regression program for radiogenic isotope data for IBM-PC compatible program computers. Version 2.00. Open file report 88-557. U.S. Geol. Survey, 1990. 40 p.

Manhes G., Minster J.E., Allegre C.J. Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Severin amphoterite: consequences for early Solar system chronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1978. V. 39. N. 1. P. 14 - 24.

Miller A.R., Cumming G.L. U-Pb, Pb-Pb and K-Ar isotopic study and petrography of uraniumiferous phosphate-bearing rocks in the Thelon Formation, Dubaunt Group, Northwest Territories, Canada // Canad. Journal Earth Sci., 1989. V. 26. N. 5. P. 867 - 880.

Neymark L.A., Amelin J.V., Larin A.M., Yakovleva S.Z. Geochronology and isotope geochemistry of 1.54 - 1.57 GA old Salmi Anorthosite-Rapakivi Granite Batholith. (North Ladoga Region, Soviet Karelia) // Symposium on Rapakivi granites and related rocks. IGCP Project 315. Geol. Surv. of Finland, 1991. P. 36.

Oosthuysen E.J., Burger A.J. The suitability of apatite as an age indicator by the uranium - lead isotope method // Earth Planet. Sci. Lett., 1973. V. 18. N. 1. P. 29 - 36.

Sheraton J.W., Black L.P. Geochemistry and geochronology of Proterozoic tholeite dykes of East Antarctica: evidence for mantle metasomatism // Contrib. Mineral Petrology, 1981. V. 78. N. 2. P. 305 - 317.

Sheraton J.W., Tingey R.J., Black L.P., Offe L.A., Ellis D.J. Geology of Enderby Land and Western Kemp Land, Antarctica // Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Austral., 1987. N. 233. P. 3 - 24.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975. V. 26. N. 2. P. 207 - 221.

УДК 551.71 : [550.84+550.93] (235.211+235.243)

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФРАГМЕНТЫ ГОНДВАНЫ В ПОКРОВАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА И НИЗКИХ ГИМАЛАЕВ: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

© 1993 г. И. М. Горохов*, М. С. Дюфур**, Л. А. Неймарк*, Ю. В. Амелин*,
Г. В. Овчинникова*, Б. М. Гороховский*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

**Санкт-Петербургский университет, 199034 Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

Поступила в редакцию 31.01.92 г.

Новые U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные для гнейсогранитов, расположенных в ядрах Шатпутского и Джаланского термальных куполов Центрального Памира, сравнены с новыми Pb-Pb и опубликованными U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd данными для гранитов Агра, Палунг и Ипа Центрального Непала. Гнейсограниты Шатпутского и Джаланского куполов обнажены в виде тектонических пластин среди метаосадочных пород музольского метаморфического комплекса. Раннепалеозойские граниты Агра, Палунг и Ипа (возраст кристаллизации 466 - 486 млн. лет) входят в состав покровного комплекса Катманду, который надвинут на толщи Низких Гималаев вдоль Главного центрального надвига.

Граниты Шатпутского купола содержат две генерации циркона с U-Pb возрастaми 527 ± 2 млн. лет и 20 ± 7 млн. лет. Раннепалеозойский возраст кристаллизации гранитов подтвержден Rb-Sr методом по породам в целом (523 ± 21 млн. лет, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7059 \pm 0.0025$ - Шатпутский купол и 515 ± 9 млн. лет, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7070 \pm 0.0003$ - Джаланский купол). Pb-Pb и Sm-Nd датировки гранитов Шатпутского купола по породам в целом (соответственно 480 ± 150 млн. лет, $\mu_1 = 8.31 \pm 0.01$ и 490 ± 160 млн. лет, $\epsilon'_{\text{Nd}} = -2.8 \pm 0.9$) в пределах погрешности согласуются с вышеприведенными значениями. Первичный изотопный состав Pb раннепалеозойских гранитов обоих регионов свидетельствует о значительном участии корового материала в образовании гранитной магмы. Однако Pb-Pb данные, первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (около 0.720) и значение ϵ'_{Nd} (-9.8) для гранитов Центрального Непала указывают на то, что их магма содержала большую долю корового компонента или последний был более древним.

Раннепалеозойский возраст гранитов Центрального Памира и Центрального Непала согласуется с данными для многих гранитных массивов Южной Азии и других континентов, полностью или частично входивших в состав Гондваны. Предполагается, что они образовались вдоль зон растяжения и плавления континентальной коры. Настоящая работа показывает, что памирские и непальские фрагменты Гондваны были образованы в районах суперконтинента, которые характеризовались различным средним возрастом коровых пород и/или различным вкладом мантийной магмы в материал гранитов. Граниты Центрального Непала могут рассматриваться как результат внутриконтинентальной магматической активности. Близкие по возрасту граниты Центрального Памира, вероятно, были образованы на периферии Гондваны. Эти породы входили в состав террейнов, которые были отделены от Гондваны в позднем палеозое или раннем мезозое и затем присоединены к Евразии, по-видимому, задолго до ее столкновения с Индийской плитой.

ВВЕДЕНИЕ

Столкновение континентальных плит Индии и Евразии в эоцене привело к возникновению самых высоких горных сооружений Земли - Гималаев и Памира. Индийский щит, представляющий собой отколовшуюся часть Гондванского суперконтинента, подвинут под Гималайскую горную цепь и образует ее южную границу. Многочисленные надвиги вывели на современную эрозионную поверхность ряд тектонических пластин, включающих фрагменты кристаллических пород Гондваны, которые имеют раннепалеозойский, а местами и более древний возраст (Trivedi *et al.*, 1984; Le Fort *et al.*, 1986). Область распростране-

ния таких пластин не ограничивается районами, расположенными в пределах Гималайской горной цепи. Гранитные массивы кембро-ордовикского возраста, для которых предполагается гондванское происхождение, обнаружены также и в более северных регионах: на площади блока Лхаса в Тибете (Xu *et al.*, 1985), в Центральных горах Афганистана (Montenat *et al.*, 1981) и в приграничных районах Афганистана и Пакистана (Debon *et al.*, 1987). В рамках существующих представлений о движении литосферных плит предполагается, что эти породы входят в состав террейнов, которые были отделены от Гондваны в позднем палеозое или раннем мезозое в результате рифтообразования и затем присоединены к Евразии,

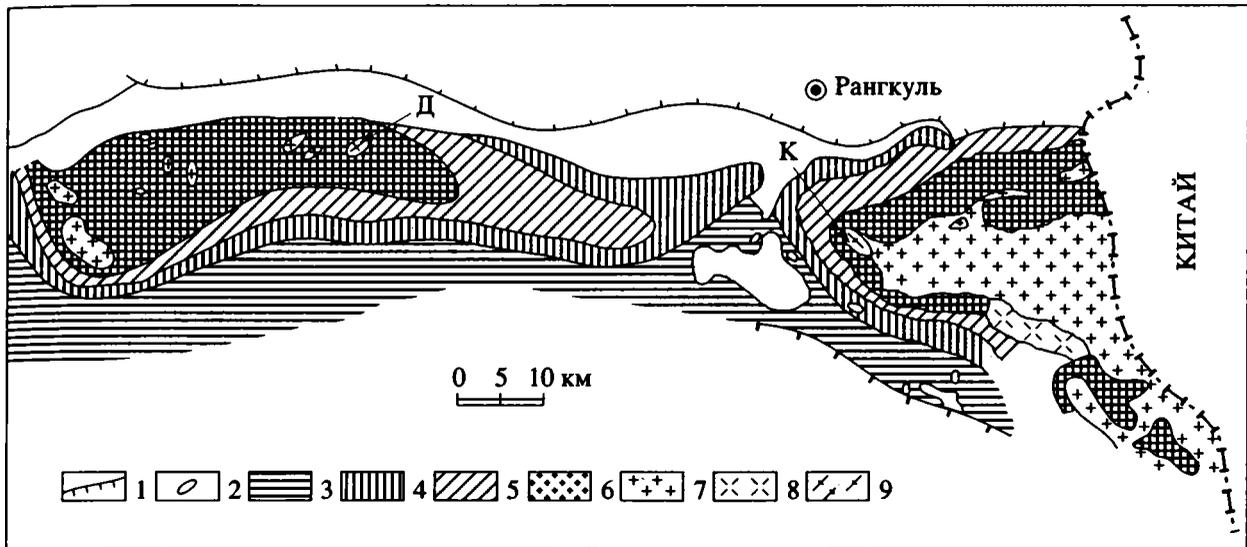


Рис. 1. Схема геологического строения и метаморфической зональности Центрального Памира.

1 – границы складчатой зоны Центрального Памира; 2 – останцы тектонического покрова; 3 – 6 – метасадочные породы музкольского комплекса (3 – верхняя субфация зеленосланцевой фации, 4 – нижняя субфация зеленосланцевой фации, 5 – эпидот-амфиболитовая фация, 6 – амфиболитовая фация); альпийские гранитоиды: 7 – граниты, реже сиениты, 8 – диориты; 9 – раннепалеозойские гнейсограниты. Стрелками указаны места отбора серий образцов для изотопно-геохронологического изучения: К – Кукуртский массив, серия 4210; Д – Джаланский массив, серия 4868.

по-видимому, задолго до ее столкновения с Индийской плитой (Allègre *et al.*, 1984; Sharma, 1987).

Несмотря на наличие геологических указаний о возможности распространения осколков Гондваны еще дальше на север, включая зону Центрального Памира (Руженцев и др., 1983), до последнего времени в этой зоне отсутствовали сколько-нибудь надежные изотопно-геохронологические доказательства существования таких образований. Лишь недавно (Агеева и др., 1989; Gokhlov *et al.*, 1991) для гнейсогранитов зорбурулюкского комплекса на Центральном Памире были опубликованы изотопные датировки, позволяющие предполагать для этих пород раннепалеозойский возраст. В настоящей работе приводятся изотопные данные для двух массивов гнейсогранитов зорбурулюкского магматического комплекса Центрального Памира, а также трех гранитных массивов и рудных образований из покровного комплекса Катманду Центрального Непала. Сравнительный анализ этих данных позволяет прийти к заключению о существовании в изученных районах раннепалеозойских кристаллических пород Гондванского суперконтинента и высказать некоторые предположения об условиях их формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Центральный Памир. В строении Центрального Памира участвуют преимущественно терригенные и карбонатные отложения всех систем от венда или кембрия до неогена. Для этого региона

характерно относительно спокойное развитие в течение палеозоя и мезозоя и интенсивное проявление альпийского (гималайского) тектоногенеза, выразившееся в складчатости толщ, тектонических покровах, метаморфизме и гранитоидном магматизме (Дюфур, 1962, 1972; Руженцев, 1968). Главной складчатой структурой восточной части Центрального Памира (рис. 1) является вытянутый с запада на восток Восточно-Памирский антиклинорий, в связи с ундуляцией шарнира которого образуются два самостоятельных купола: Шатпутский на востоке и Джаланский на западе. К осевой части антиклинория приурочен музкольский метаморфический комплекс, который характеризуется единой метаморфической зональностью промежуточного типа высокого давления, имеющей форму термальной антиклинали (Дюфур и др., 1970). Метаморфизм возрастает по направлению к ее ядру от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, образуются поля гнейсов и мигматитов, усиливаются процессы щелочного метасоматоза. В ядрах Шатпутского и Джаланского куполов присутствуют конформные тела гнейсогранитов с гнейсовидностью, параллельной контактам с вмещающими породами, объединяемые в зорбурулюкский магматический комплекс (Володин и др., 1974). Все эти образования прорваны альпийскими интрузиями гранитов и сиенитов, пегматитовыми и аплитовыми жилами (Власов и др., 1984).

Центральный Непал. Прилегающий к г. Катманду район Центрального Непала (рис. 2) находится в пределах Низких Гималаев и характеризу-

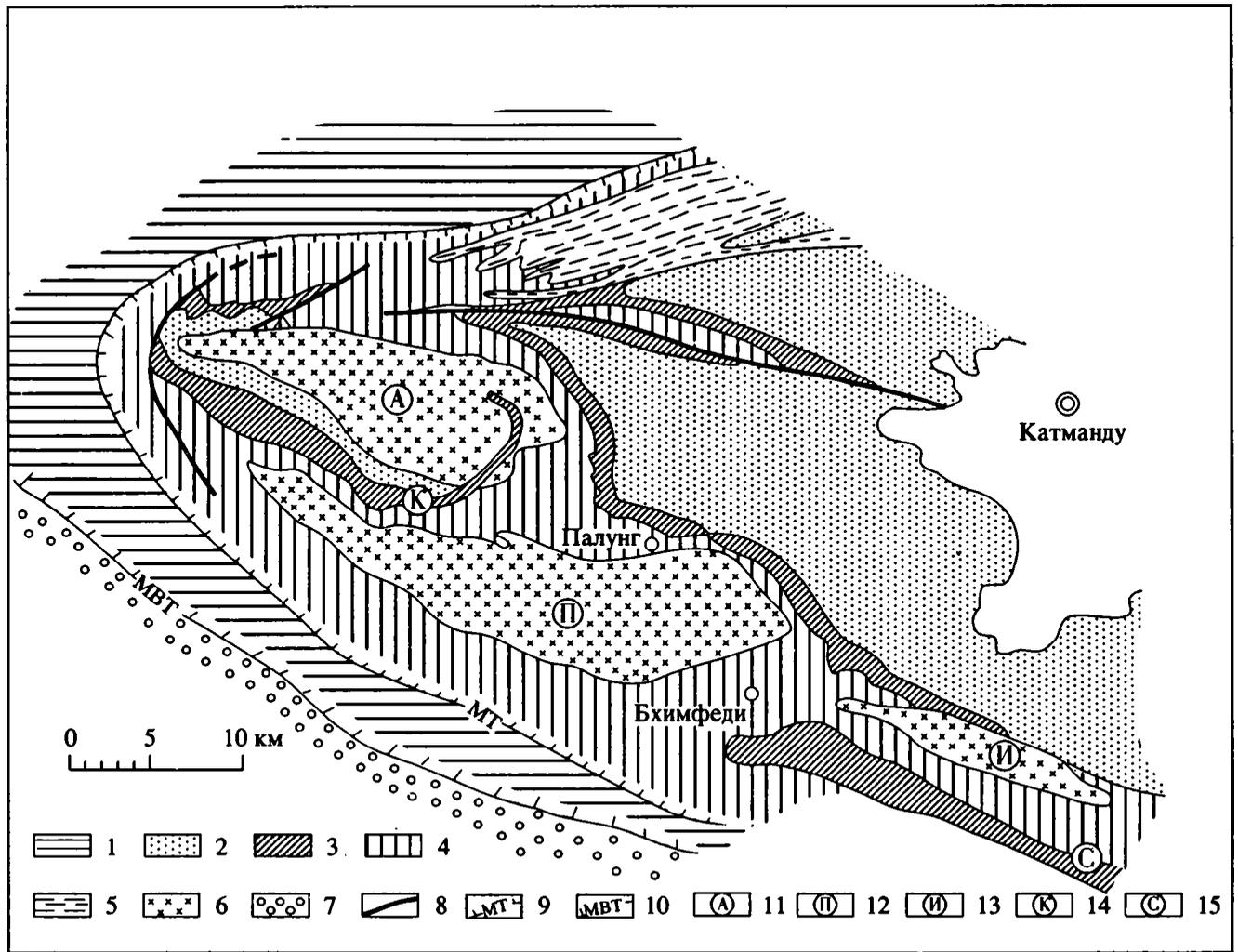


Рис. 2. Схема геологического строения Центрального Непала.

1 – комплекс Навакот (верхний протерозой - палеозой); комплекс Катманду: 2 – серия Фулчоки (кембрий - девон), 3, 4 – серия Бхимфеди (докембрий?) (3 – верхняя формация Марху, 4 – нижние формации); 5 – гнейсы; 6 – граниты; 7 – кайнозойские осадки серии Сивалик; 8 – разломы; 9 – Махабхаратский надвиг; 10 – Главный пограничный надвиг; 11 - 15 – места отбора образцов для изотопно-геохимического изучения (11 – гранит Агра, 12 – гранит Палунг, 13 – гранит Ипа, 14 – Кайранское рудное поле, 15 – Солледандское рудное поле).

ется покровным строением (Hagen, 1969; Stöcklin, 1980; Башьял, 1984). Нижний покров представлен комплексом Навакот, который сложен преимущественно слабо метаморфизованными терригенными и карбонатными отложениями верхнего протерозоя и палеозоя. Верхний покров построен породами зоны Высоких Гималаев, объединяемых в комплекс Катманду, который подразделяется на две части: серию Бхимфеди докембрийского возраста и серию Фулчоки (кембрий - девон). Этот комплекс надвинут на толщи Низких Гималаев по поверхности Махабхаратского надвига – южного продолжения Главного центрального надвига и слагает субширотно вытянутый Махабхаратский синклиниорий. Породы комплекса Катманду претерпели региональный метаморфизм киаунит-силлиманитового типа в альпийскую (гималайскую) эпоху складчатости и

надвигообразования (Pecher, LeFort, 1986). Степень метаморфизма увеличивается сверху вниз по разрезу от практически неизменных девонских известняков до биотитсодержащих сланцев в основании серии Фулчоки и гранатсодержащих двуслюдяных сланцев в нижней части серии Бхимфеди. В серии Бхимфеди и в нижней части серии Фулчоки расположены полосчатые и очковые гнейсы.

Верхнюю часть серии Бхимфеди образует формация Марху, сложенная мраморами, а в северной части также биотитовыми сланцами и кварцитами. К ней приурочено свинцово-цинковое оруденение Кайранского и Солледандского рудных полей. Предполагается, что образование рудных залежей произошло в результате перераспределения содержащихся в мраморах свинца и цинка в процессе тектонических деформаций и

метаморфизма, происходивших совместно с надвигообразованием (Кононов, Кононова, 1988).

Среди метаморфизованных пород серии Бхимфеди и низов серии Фулчоки во фронтальной части Махабхаратского надвига присутствуют тела раннепалеозойских биотитовых и турмалиновых гранитов, вытянутые в соответствии с простиранием толщ. В краевых частях массивов проявляются метаморфические изменения и наблюдается их переход в ортогнейсы. Эти процессы синхронны с альпийским надвигообразованием (Andrieux *et al.*, 1977; Debon *et al.*, 1986).

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Содержания U, Pb, Sm и Nd в исследованных образцах определяли методом изотопного разбавления, Rb, Sr, Y и Nb – рентгеноспектральным методом, редкоземельных элементов (за исключением Sm и Nd) – методом нейтронной активизации.

Химическая обработка цирконов для изотопного анализа проводилась по методике Кроу (Krogh, 1973). Лабораторное загрязнение Pb по данным холостых опытов составляло 0.2 - 0.5 нг.

Для выделения Pb из пород, полевых шпатов и галенитов использовали методику Мане и соавторов (Manhes *et al.*, 1984). Для удаления возможных поверхностных загрязнений образцы пород и полевых шпатов предварительно обрабатывали разбавленной HNO₃. Препараты полевых шпатов затем растирали в пудру и дополнительно подвергали “жесткой” кислотной обработке (12 н. HNO₃ в течение 5 - 6 ч при нагревании), чтобы удалить возможно присутствующих в них радиогенный Pb. Общих холостой опыт для описанных процедур составлял 3 - 7 нг Pb.

Методика выделения Sr из пород описана Варшавской и др. (1975). Уровень лабораторных загрязнений составлял 3 - 5 нг Sr.

Химическая подготовка образцов пород для изотопного анализа Sm и Nd включала разложение смесью HF + HNO₃ и две ступени ионообменного разделения. Смесью редкоземельных элементов (РЗЭ) выделялась на колонках, содержащих катионит Bio-Rad AG50W × 8 с применением в качестве элюента 4 н. HCl. Для выделения Sm и Nd из смеси РЗЭ использовался метод экстракционной хроматографии на жидком катионообменном экстрагенте – ди-(2-этилгексил)фосфорной кислоте, – нанесенном на порошкообразный тефлон. Примесь Sm во фракции Nd, выраженная в виде отношения Sm/Nd, не превышала 10⁻⁵. Холостые опыты показывали уровень лабораторных загрязнений 0.05 нг для Sm и 0.1 нг для Nd.

Изотопный анализ U, Pb, Sr, Sm и Nd проводили на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Часть измерений изотопного состава Sr выполняли на

одноколлекторном масс-спектрометре МИ-1320. Коэффициенты вариации изотопных отношений внутри опытов составляли: менее ±0.01 для Pb, ±0.02 (МИ-1320) и ±0.005 (MAT-261) для Sr и ±0.0015 для Nd. Нормализация изотопного состава Sr проводилась относительно ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194, изотопного состава Nd – относительно ¹⁴⁸Nd/¹⁴⁴Nd = 0.241607, согласованного для используемого масс-спектрометра со значением ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. При анализе Nd качество измерений дополнительно контролировали путем измерения в каждом опыте отношений ¹⁴⁵Nd/¹⁴⁴Nd и ¹⁵⁰Nd/¹⁴⁴Nd.

Правильность изотопного анализа оценивали с помощью анализа межлабораторных стандартных образцов. Нормализованное изотопное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандартном карбонате Национального Бюро стандартов США SRM-987 составляло 0.71021 ± 0.00005 (МИ-1320) и 0.71023 ± 0.00002 (MAT-261). Нормализованное изотопное отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандартном образце Геологической службы США BCR-1 равнялось 0.512607 ± 0.000003. Здесь и далее все значения погрешностей выражены в виде одного стандартного отклонения (1σ).

Воспроизводимость изотопного анализа Pb в геохронологических образцах определяется эффектами масс-фракционирования, величина которого $f = 0.0011 \pm 0.0002$ а.е.м.⁻¹ устанавливалась путем многократного измерения изотопного стандарта Национального Бюро стандартов США SRM-982. Коэффициенты вариации изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в образцах оценивались по данным параллельных определений соответственно как ±0.05 и ±0.003. Воспроизводимость определения содержаний элементов методом изотопного разбавления составляла: U и Pb – 1.2%, Sm и Nd – 0.2%. Воспроизводимость измерения отношения Rb/Sr рентгеноспектральным методом оценивалась равной 1.5%. Содержания Rb и Sr, приведенные в таблицах, имеют значительно меньшую точность, и их следует рассматривать лишь как оценочные.

Построение изохрон осуществлялось с помощью модифицированного регрессионного подхода Макинтайра и др. (McIntyre *et al.*, 1966), при котором предполагалось существование относительных погрешностей по обеим координатным осям. Параметры изохрон вычислялись методом Уильямсона (Williamson, 1968).

Для вычисления возрастов использовались константы, приведенные в книге Фора (1989). Расчет значения ²³⁸U/²⁰⁴Pb (μ₁) в источнике изученных пород проводился в рамках двухстадийной модели (вторая стадия – накопление радиогенного Pb в исследуемой породе) с использованием значения возраста Земли $T = 4.57 \times 10^9$ лет и начального изотопного состава Pb из работы Тацумото и др. (Tatsumoto *et al.*, 1973). Модельные

Sm-Nd возрасты исходного материала пород T_{CHUR} (относительно изотопного состава Nd в хондритовом однородном резервуаре) и T_{DM} (относительно изотопного состава Nd в обедненной мантии) вычислялись по формулам одностадийной модели (Фор, 1989), а T_{DM} – по формуле квазидвустадийной модели (Liew, Hofmann, 1988).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Центральный Памир. Образцы гнейсогранитов зорбурулюкского комплекса массой около 10 кг каждый отбирали в виде двух серий, одна (4210) – в пределах Шатпутского купола, а другая (4868) – Джаланского. Расстояния между местами взятия отдельных образцов в каждой серии составляли от десятков до первых сотен метров.

Серия 4210, отобранная в верховьях р. Кукурт, представляет светло-серые гнейсограниты Кукуртского массива. В их состав входят кварц, альбит, ортоклаз (по краям кристаллов переходящий в микроклин), биотит, иногда амфибол арфведсонит-гастингситового ряда. Присутствие крупных (до 1 - 3 см) поздних кристаллов калиевого полевого шпата нередко обуславливает порфиривидную структуру пород. Полосчатая текстура определяется наличием прослоев, обогащенных ориентированными чешуйками биотита. Химический состав пород приведен в табл. 1. Гнейсограниты серии 4210 были подвергнуты детальному изотопно-геохронологическому изучению (U-Pb-метод по циркону, Pb-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd-методы по образцам породы в целом).

Выделенная из обр. 4210/12 проба циркона представлена кристаллами и их обломками, относящимися к “цирконовому” (призматическому) морфологическому типу с преобладающим развитием призмы (110) и дипирамиды (111). По раз-

мерам, степени удлинения, характеру блеска и прозрачности проба была разделена на две разновидности (I и II), первая из которых, по-видимому, имеет магматическую природу, а вторая – метаморфическую или метасоматическую.

Ц и р к о н I. По содержанию в пробе имеет резко подчиненное значение. Степень удлинения кристаллов 3 - 5 при длине 0.25 - 0.3 мм. Кристаллы прозрачные с сильным блеском, розового и лилово-розового цвета. Количество включений других минералов мало.

Ц и р к о н II. Кристаллы этого типа, отличающиеся большей толщиной, преобладают в выделенной пробе. Степень удлинения 2.5 - 3.5 при длине 0.2 - 0.35 мм. Цвет желтовато-серый, окраска часто неоднородная и обусловлена мелкими включениями других минералов, блеск жирный, полупрозрачный.

Для изотопно-геохронологического изучения были взяты три размерные фракции циркона I и две размерные фракции циркона II (табл. 2). Фракции циркона I характеризуются постоянством оценок возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ при варьирующих U/Pb отношениях, что указывает на гипергенную потерю Pb и на отсутствие влияния какого-либо наложенного процесса на U-Pb системы этого типа цирконов. В такой ситуации наилучшей оценкой возраста предполагаемого магматического процесса, сформировавшего циркон I, является значение 527 ± 2 млн. лет, полученное по трехточечной дискордии, нижнее пересечение которой с конкордией близко к нулю (рис. 3а).

Обращает на себя внимание существенное различие концентраций U в цирконах I и II (табл. 2), при этом U-Pb системы высокоуранового циркона II значительно более дискордантны. Этот эффект мог бы быть вызван гипергенной потерей Pb, однако более низкие, чем для циркона I, оцен-

Таблица 1. Химический состав гнейсогранитов зорбурулюкского комплекса Центрального Памира

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Y	Nb
4210/1	75.23	0.15	13.80	1.37	0.02	0.56	0.81	5.11	1.32	0.05	0.12	98.54	54	13
4210/6	75.19	0.18	12.02	2.11	0.02	0.32	0.79	3.22	4.40	0.06	0.18	98.53	45	10
4210/7	76.01	0.11	13.55	0.95	0.02	0.24	0.32	6.15	0.88	0.04	0.30	98.57	60	11
4210/9	76.69	0.21	12.36	1.29	0.02	0.27	1.17	4.06	3.41	0.04	0.18	99.74	38	9
4210/10	76.94	0.16	12.56	1.44	0.02	0.27	0.61	3.66	4.51	0.02	0.18	100.41	45	9
4210/12	75.70	0.11	12.93	1.42	0.03	0.12	0.41	3.31	4.67	0.04	0.10	98.84	42	7
4210/13	74.31	0.35	13.46	1.75	0.02	1.33	0.35	6.75	0.86	0.07	0.28	99.57	76	18
4210/14	72.37	0.33	14.02	3.07	0.04	0.45	1.75	3.61	3.24	0.13	0.30	99.31	37	16
4868/1	74.39	0.52	14.48	0.70	0.02	0.29	2.10	5.20	1.39	<0.01	0.50	99.60	6	16
4868/9	75.63	0.20	14.05	0.91	0.03	0.11	0.32	6.02	0.87	<0.01	0.62	98.78	6	13
4868/14	74.53	0.13	14.28	1.68	0.04	0.13	0.32	6.02	2.44	<0.01	0.48	100.06	52	44

Содержания петрогенных элементов даны в процентах, содержания Y и Nb – в мкг/г.

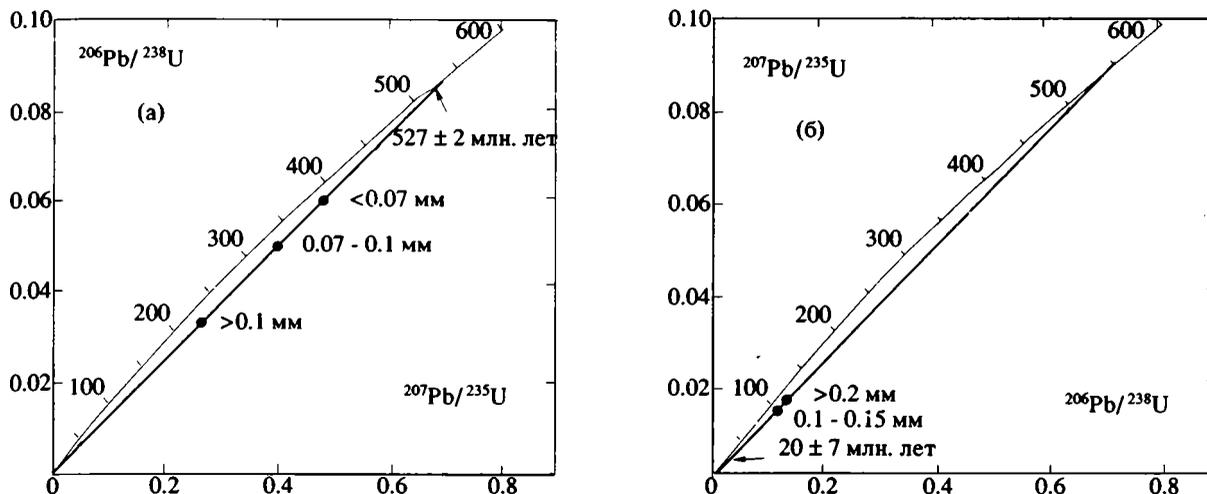


Рис. 3. U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из гранитов Кукуртского массива (обр. 4210/12).

Цифры у точек – размер зерен минерала (мм); (а) – результаты для размерных фракций морфотипа I; (б) – результаты для размерных фракций морфотипа II с фиксированным верхним пересечением с конкордией в точке, соответствующей возрасту 527 млн. лет.

ки возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (табл. 2) не свидетельствуют в пользу такого предположения. Напротив, кажется вероятным, что циркон II был сформирован в ходе молодого геологического процесса, а дискордантность представляющих его точек обусловлена наследованием новообразованным цирконом более древнего радиогенного Pb с возрастом 527 ± 2 млн. лет. Если это так, то возраст образования циркона II можно найти, построив дискордию, проходящую через две представляющие его точки, с фиксированным верхним пересечением с конкордией в точке 527 млн. лет (рис. 3б). Значение возраста, определяемое ее нижним пересечением, составляет в этом случае 20 ± 7 млн. лет.

Анализ изотопного состава Pb в шести образцах гнейсогранитов серии 4210 (табл. 3) дает возможность построить изохрону в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 4). Вычисленный возраст 480 ± 150 млн. лет ($\text{СКВО}^1 = 0.70$) отвечает времени гомогенизации изотопного состава Pb в масштабе образцов породы в целом и в пределах погрешности совпадает с U-Pb возрастом, полученным по циркону.

Отклонение точек полевых шпатов, выделенных из обр. 4210/7, 4210/12 и 4210/14, от изохроны отражает влияние молодого геологического процесса на Pb-Pb системы гнейсогранитов. Это влияние подчеркивается весьма радиогенным изотопным составом Pb в остатках после кислотного выщелачивания K-полевых шпатов обр. 4210/7 и 4210/12. Кроме того, в обр. 4210/7 плагиоклаз содержит значительно менее радиогенный Pb по сравнению с K-полевым шпатом, что свидетельствует о неравновесности минерального параге-

незиса и наложенном характере процесса калишпатизации.

Высокое значение $\mu_1 = 8.31 \pm 0.01$, вычисленное по параметрам Pb-Pb изохроны в рамках двухстадийной модели, явно не попадает в интервал значений 7.5 - 8.0, обычно принимаемый для мантии. Из этого следует, что исходный материал гнейсогранитов содержал некоторую долю коровой составляющей.

Результаты, полученные Rb-Sr методом, представлены в табл. 4 и на рис. 5. Семь точек образуют эрохрону с СКВО = 36, возрастом 523 ± 21 млн. лет и первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным 0.7059 ± 0.0025 (Модель III, McIntyre et al., 1966). Образец 4210/13 не учитывался при вычислениях в связи с наибольшим отклонением представляющей его точки от эрохроны, а также с тем, что он выделяется среди всех изученных образцов серии 4210 (см. табл. 1) самыми высокими содержаниями Y (76 мкг/г при диапазоне концентраций в семи остальных образцах 37 - 60 мкг/г), Nb (18 мкг/г; диапазон в остальных образцах 7 - 16 мкг/г), а также Zr (323 мкг/г; диапазон в остальных образцах 119 - 292 мкг/г, неопубликованные данные И.Н. Крылова и И.М. Горохова). Можно предполагать, что нарушение Rb-Sr системы в этом образце, равно как и его аномальные геохимические характеристики, связаны с влиянием молодого геологического события 20 ± 7 млн. лет назад (вероятно, метасоматическим изменением), которое сказалось также и на разбросе остальных точек относительно аппроксимирующей прямой на рис. 5, заметно превосходящем аналитическую погрешность.

Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0.7059 ± 0.0025 , имеет значительную неопределенность и не дает возможности самостоятель-

¹ Средний квадрат взвешенных отклонений от аппроксимирующей прямой линии (McIntyre et al., 1966).

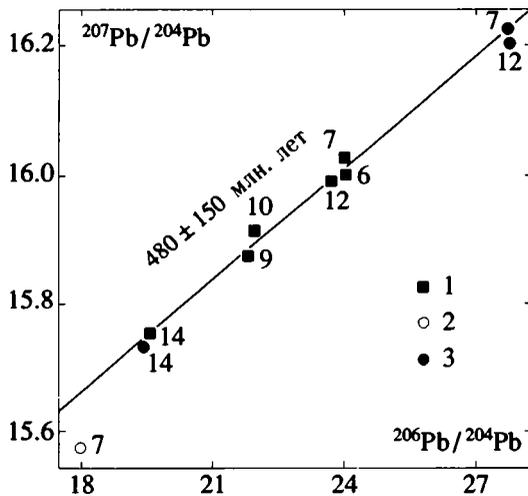


Рис. 4. Pb-Pb диаграмма для гнейсогранитов и полевых шпатов Кукуртского массива (серия 4210).

1 – породы в целом; 2 – плагиоклаз; 3 – калиевые полевые шпаты. Цифры у точек – номера образцов серии (см. табл. 3).

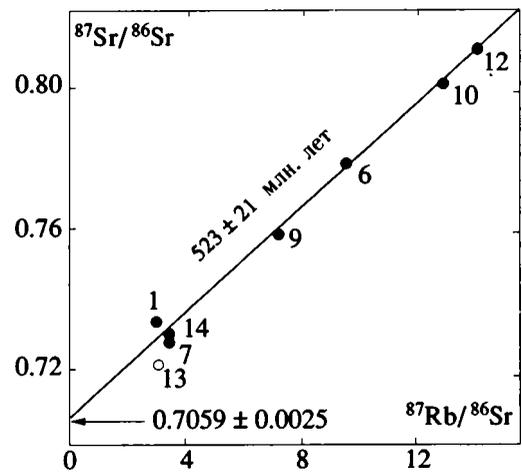


Рис. 5. Rb-Sr диаграмма для гнейсогранитов Кукуртского массива (породы в целом, серия 4210).

Светлым кружком обозначена точка аномального образца 4210/13, не учтенная при вычислении параметров аппроксимирующей прямой линии. Цифры у точек – номера образцов серии (см. табл. 4).

ного суждения об источнике материала гнейсогранитов. Однако его значение не противоречит данным Pb-Pb метода о происхождении этих пород из вещества с ощутимым вкладом материала континентальной коры.

Содержания семи редкоземельных элементов в четырех образцах гнейсогранитов приведены в табл. 5, а картина их распределения дана на рис. 6 (нормализовано к среднему составу хондритов согласно Эвенсену и др. (Evensen *et al.*, 1978)). Довольно низкие отношения Ce/Yb и значительная отрицательная Eu-аномалия характерны для коровых источников, содержащих полевой шпат, но лишенных граната. Пять образцов были изучены Sm-Nd методом. Результаты представлены в табл. 6 и на рис. 7. Точки образуют изохрону с возрастом 490 ± 160 млн. лет при $\epsilon'_{Nd} = -2.8 \pm 0.9$ и СКВО = 0.6. Существенная погрешность значения

возраста и ϵ'_{Nd} является следствием небольшого количества точек на изохроне и малого диапазона вариаций отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в изученных образцах. Последний типичен для пород гранитного состава, а средняя величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ близка к его оценке для континентальной коры – 0.12 (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Вычисленное значение возраста в пределах погрешности согласуется с приведенными выше датировками, полученными другими геохронологическими методами. Поскольку в PT-условиях амфиболитовой фации полная вторичная гомогенизация изотопного состава Nd на уровне образцов породы в целом обычно не наблюдается (Фор, 1989; De Paolo, 1988), Sm-Nd данные подтверждают заключение, что возраст 490 ± 160 млн. лет отвечает времени магматического процесса.

Таблица 2. U-Pb данные для цирконов из гнейсогранитов Кукуртского массива (обр. 4210/12)

Тип циркона, размер фракции, мм	Навеска, мг	U, мкг/г	Pb, мкг/г	Изотопный состав Pb*			$^{206}\text{Pb}^{**}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^{**}/^{235}\text{U}$	Возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн. лет
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			
I; более 0.1	10.0	1078	38.2	8486.9	0.05962	0.1723	0.03333	0.2665	528
I; 0.07 - 0.1	4.2	1140	61.0	5752.0	0.06040	0.1768	0.05018	0.4009	527
I; менее 0.07	2.4	1179	61.5	3235.8	0.06236	0.1777	0.04870	0.3891	527
II; более 0.2	8.0	6216	106.1	2058.8	0.06270	0.1342	0.01642	0.1261	440
II; 0.15 - 0.2	10.4	5966	94.0	2517.6	0.06190	0.1234	0.01534	0.1189	460

* Данные откорректированы на масс-дискриминацию, $f = 0.0011 \pm 0.0003$ а.е.м⁻¹.

** Данные откорректированы на холостой опыт и обыкновенный Pb по модели Стейси-Крамерса (Stacey, Kratcers, 1975) на возраст 0.5 млрд. лет.

Таблица 3. Изотопный состав Pb пород и минералов Памира и Непала

Номер образца	Порода, минерал*	Изотопный состав Pb		
		²⁰⁶ Pb/ ²³⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Центральный Памир				
Кукуртский массив				
4210/6	П	24.005	15.998	46.133
4210/7	П	24.018	16.023	46.467
	КПШ	27.747	16.224	50.737
	ПЛ	17.968	15.583	37.998
4210/9	П	21.880	15.875	42.688
4210/10	П	22.020	15.912	43.457
4210/12	П	23.716	15.991	46.166
	КПШ	27.791	16.200	48.751
4210/14	П	19.555	15.756	39.749
	КПШ	19.421	15.734	39.511
Центральный Непал				
Граниты Агра				
PA/R 199	КПШ	19.097	15.813	39.467
Граниты Палунг				
PA/R 167	КПШ	19.948	15.926	39.404
PA/R 159	КПШ	21.429	16.002	39.276
A-392**	КПШ	18.543	15.751	38.460
A-404**	КПШ	19.799	15.839	41.288
Граниты Ипа				
PA/R 709	КПШ	18.743	15.776	38.976
PA/R 713	КПШ	19.035	15.836	39.670
Кайранское рудное поле				
PA/C 783	ГАЛ	18.173	15.722	38.384
PA/TR 64	ГАЛ	18.174	15.725	38.399
Солледандское рудное поле				
PA/T 724	ГАЛ	18.201	15.759	38.527
PA/T 733	ГАЛ	18.211	15.761	38.496

* Обозначения: П – порода в целом, КПШ – калиевый полевой шпат, ПЛ – плагиоклаз, ГАЛ – галенит.
 ** Данные из работы Гариелли и др. (Gariépy et al., 1985).

Таблица 4. Rb-Sr данные для гнейсогранитов зорбу-рулюкского комплекса

Номер образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Кукуртский массив				
4210/1	49	47	2.939	0.73304
4210/6	158	48	9.481	0.77855
4210/7	39	34	3.396	0.72748
4210/9	126	50	7.115	0.75828
4210/10	157	35	12.83	0.80071
4210/12	163	33	14.02	0.81046
4210/13	31	29	3.084	0.72186
4210/14	102	85	3.420	0.72949
Джаланский массив				
4868/1	74	210	1.037	0.71415
4868/6	119	46	7.353	0.76142
4868/9	38	50	2.247	0.72437
4868/11	48	122	1.170	0.71566
4868/13	148*	23.1*	18.83	0.84028
4868/14	76	45	4.935	0.74205
4868/15	279*	12.4*	66.76	0.92447

* Содержания Rb и Sr определены методом изотопного разбавления.

Таблица 5. Содержания редкоземельных элементов в гнейсогранитах Кукуртского массива (мкг/г)

Номер образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb
4210/6	30	64	41.2	8.46	1.20	1.5	4.8
4210/7	41	102	25.6	5.05	0.82	2.1	9.9
4210/9	36	44	31.7	7.27	0.91	1.3	4.5
4210/12	56	93	30.1	5.57	0.57	1.4	3.1
4210/14	–	–	33.4	7.62	–	–	–

Содержания Nd и Sm определены методом изотопного разбавления в Институте геологии и геохронологии докембрия, остальных элементов – методом нейтронной активации в Лаборатории ядерной геофизики Санкт-Петербургского государственного университета.

Отрицательная величина ϵ'_{Nd} в согласии с данными Pb-Pb и Rb-Sr методов свидетельствует о том, что либо гнейсограниты образовались из вещества древней континентальной коры, обогащенной легкими РЗЭ, либо заметная доля такого вещества была ассимилирована магмой мантийного происхождения. В первом случае модельные возрасты T_{DM} и $T_{DM'}$, распределенные около значения 1.5 млрд. лет, представляют собой оценку среднего времени пребывания этого ве-

щества в коре, во втором случае – минимальную оценку этого времени.

Серия 4868 отобрана в среднем течении р. Джалан, преимущественно на левом берегу, из светлых гнейсогранитов Джаланского массива. Состав пород близок составу пород Кукуртского массива, но отличается более высоким (до 60%) содержанием альбита, иногда встречается мусковит, а в обр. 4868/14 и 4868/15, отобранных ближе к ядру купола, присутствуют арфведсонит и рибекит. Структура нередко порфириовидная,

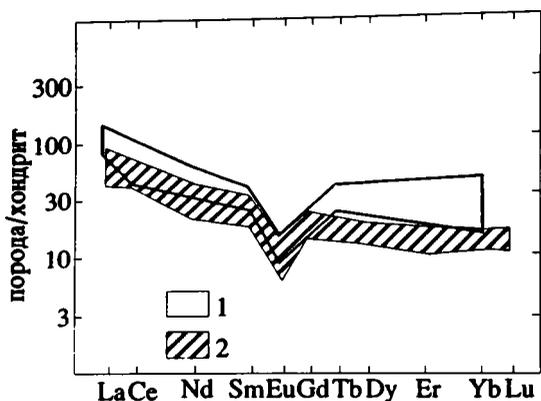


Рис. 6. Распределение РЗЭ в раннепалеозойских гранитоидах Центрального Памира и Центрально-Непала.

1 – Центральный Памир, Кукуртский массив; 2 – Центральный Непал, граниты Агра, Палунг и Ипа (данные из работы Debon *et al.*, 1986). Результаты нормализованы относительно содержаний в хондритах (Evensen *et al.*, 1978).

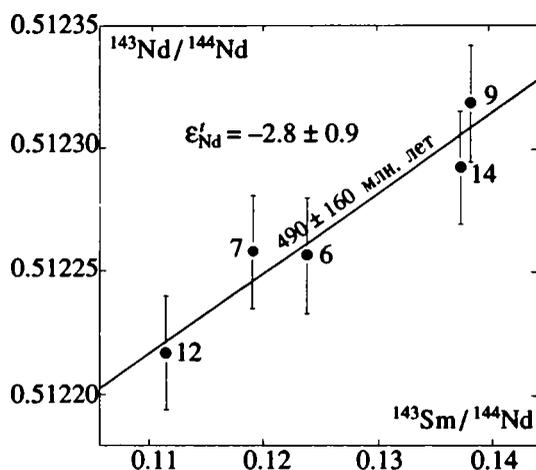


Рис. 7. Sm-Nd диаграмма для гнейсогранитов Кукуртского массива (породы в целом, серия 4210). Цифры около точек – номера образцов (см. табл. 6).

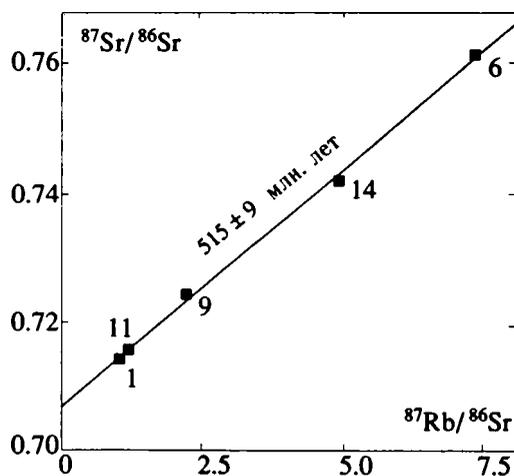


Рис. 8. Rb-Sr диаграмма для гнейсогранитов Джаланского массива (породы в целом, серия 4868). Цифры около точек – номера образцов (см. табл. 4).

текстура полосчатая. Химический состав пород приведен в табл. 1. На Rb-Sr эволюционной диаграмме (рис. 8) пять из семи проанализированных образцов дают довольно хорошую линейную последовательность. Вычисленный возраст равен 515 ± 9 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7070 ± 0.0003 и СКВО = 3.0. Две точки (обр. 4868/13 и 4868/15) отклоняются вправо от аппроксимирующей прямой, и вычисленные для этих образцов модельные Rb-Sr возрасты при указанном первичном отношении составляют соответственно 497 и 229 млн. лет. Геохимическое изучение показало (см. табл. 1 и 4), что обр. 4868/13 и 4868/15 отличаются от остальных повышенными содержаниями Rb (соответственно 161 и 290 мкг/г при диапазоне концентраций в образцах, использованных для построения изохроны, 47 - 137 мкг/г), Y (130 и 89 мкг/г; диапазон в остальных образцах 6 - 52 мкг/г) и особенно Nb (120 и 244 мкг/г; диапазон в остальных образцах 9 - 44 мкг/г). Нет сомнения, что породы, представленные "аномальными" образцами, так же как и обр. 4210/13 Кукуртского массива, испытали в своей посткристаллизационной истории воздействие более молодого процесса, который привел к увеличению в них содержаний Rb, Y и Nb и нарушению Rb-Sr систем. Таким процессом, очевидно, был широко проявленный в альпийское время щелочной метасоматоз. Что касается вычисленного значения возраста для этой серии образцов, то небольшая величина СКВО позволяет с достаточно высокой вероятностью рассматривать его как соответствующее реальному геологическому событию, происшедшему 515 ± 9 млн. лет назад. Значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ указывает на некоторую долю коровой составляющей в исходном материале гнейсогранитов.

Центральный Непал. В этом районе изучались биотитовые и турмалиновые граниты массивов Агра, Палунг и Ипа. Первые два из них пространственно ассоциированы с Кайранским рудным полем, а третий – с Солледандским. Граниты двуполевошпатовые, иногда двуслюдяные. Крупные кристаллы калиевого полевого шпата обуславливают их порфиroidную структуру. Нередко в краевых частях массивов развивается гнейсовидная полосчатость. Раннепалеозойский возраст биотит-турмалиновой гранитной серии установлен U-Pb методом по цирконам и монацитам (470 млн. лет, Schärer, Allegre, 1983) и Rb-Sr методом по образцам породы в целом (466 - 486 млн. лет, библиографию см. в работе Debon *et al.*, 1986), в том числе и для гранитных массивов, исследованных в настоящей работе. В то же время в этих породах на уровне минеральных Rb-Sr систем фиксируется наложенное термальное воздействие с возрастом 14 - 26 млн. лет (Andrieux *et al.*, 1977; Debon *et al.*, 1986), связанное с гималайской орогенной.

Результаты изотопного анализа Pb в калиевых полевых шпатах, выделенных из гранитов, пред-

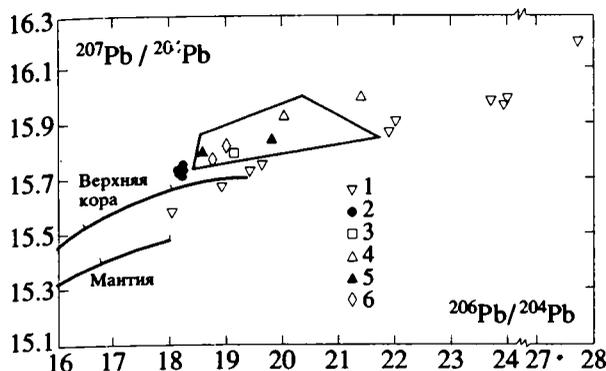


Рис. 9. Сравнение изотопных составов Pb для пород и минералов Центрального Памира и Центрального Непала.

Центральный Памир: 1 – гнейсограниты Кукуртского массива (породы в целом и полевые шпаты). Центральный Непал: 2 – галениты Кайранского и Солледандского рудных полей; 3 – полевые шпаты гранитов Агра; 4 и 5 – полевые шпаты гранитов Палунг; 4 – по данным настоящей работы, 5 – по данным работы (Gariéru *et al.*, 1985); 6 – полевые шпаты гранитов Ипа. Для сравнения дано обведенное контуром поле, в которое попадают образцы пород в целом и полевые шпаты из гнейсов основания Гималайско-Тибетской коллизионной зоны (данные из работ Vidal *et al.*, 1982; Gariéru *et al.*, 1985). Линии эволюции изотопного состава Pb в мантии и верхней коре даны согласно модели “плюмботектоника” (Zartman, Doe, 1981).

ставлены в табл. 3. В этой же таблице приведены данные для двух калиевых полевых шпатов гранита Палунг из работы Гариери и др. (Gariéru *et al.*, 1985). Изотопные составы Pb в минералах гранитов Агра и Ипа, несмотря на большую пространственную разобщенность, близки между собой, тогда как полевые шпаты гранита Палунг характеризуются значительными вариациями отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Причины таких вариаций могут быть аналогичными обсуждавшимся выше для гнейсогранитов Центрального Памира и связанными с перестройкой Pb-изотопных систем полевых шпатов под влиянием событий гималайской орогении.

Изотопные составы Pb в калиевых полевых шпатах палеозойских гранитов Центрального Непала вместе с изотопными составами Pb в галенитах Кайранского и Солледандского рудных полей показаны на рис. 9. Там же приведены взятые из работ Гариери и др. (Gariéru *et al.*, 1985) и Видаля и др. (Vidal *et al.*, 1982) данные, которые представляют изотопный состав Pb в калиевых полевых шпатах и образцах породы в целом для гнейсов, слагающих нижние этажи тектонических пластин в Гималайско-Тибетской коллизионной зоне. Все точки указанных объектов располагаются выше кривой эволюции для верхней коры, построенной по модели “плюмботектоника” (Zartman, Doe, 1981), отражая характерные для догималайских пород этого района высокие отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Изотопный состав Pb в галенитах двух удаленных друг от друга рудопоявлений практически одинаков (табл. 3). Модельный возраст свинца галенитов, рассчитанный по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kraters, 1975), составляет 600 ± 20 млн. лет (табл. 7). Высокие значения $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $k = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ в источнике рудного Pb (табл. 7) не противоречат заимствованию Pb из осадочных пород, сформированных за счет древнего континентального материала, и, тем самым, гипотезе седиментационно-метаморфического происхождения руд.

Изотопный состав Pb в калиевых полевых шпатах палеозойских гранитов Центрального Непала указывает на формирование этих гранитов в результате плавления пород источника, аналогичного источнику Pb в галенитах. Однако расположение фигуративных точек полевых шпатов из гранитов на рис. 9 справа от точек галенитов указывает на более молодой возраст процессов гранитообразования по сравнению с рудогенезом, что согласуется с изотопно-геохронологическими данными (Schärer, Allègre, 1983; Debon *et al.*, 1986). Следует отметить также, что близость значений первичных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в гранитах и в проанализированных Видалем и др. (Vidal *et al.*, 1982) парагнейсах (рис. 9) не исключает возможности образования гранитов путем частичного плавления материала парагнейсов.

О значительной доле вещества древней континентальной коры в материале раннепалеозойских гранитов Центрального Непала свидетельствуют и другие изотопные данные. Шерер и Аллерг (Schärer, Allègre, 1983) установили в цирконах из гранита Палунг наличие унаследованного радиогенного Pb с возрастом от 0.8 до 1.7 млрд. лет. Такой разброс отражает, по-видимому, разнородность материала, в результате плавления которого образовалась гранитная магма, и хорошо согласуется с наличием ксенолитов перекристаллизованных песчаников в некоторых фазах массива Палунг (Talalov, 1977). С учетом относительно большого содержания циркона в гранитах (около 0.3 г циркона на кг породы) роль коровой составляющей могла быть весьма существенной. Это подчеркивается и высокими первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (около 0.720) в гранитах Агра и Палунг (Debon *et al.*, 1986).

Аллерг и Бен-Отман (Allègre, BenOthman, 1980) определили изотопный состав Nd в обр. А-404 биотитового гранита Палунг (см. табл. 6), но не привели данных о содержаниях в нем Sm и Nd. Согласно более поздней работе Дебона и др. (Debon *et al.*, 1986), среднее отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в биотитовых и двуслюдяных (с преобладанием биотита) гранитах Агра, Палунг и Ипа на основании анализа шести образцов может быть оценено как 0.143. Использование этой величины в вычислениях Sm-Nd модельных параметров для гранита

Таблица 6. Sm-Nd данные для гранитоидов Памира и Непала

Номер образца	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_n^1$	Модельный возраст ² , млрд. лет		
				T_{CHUR}	T_{DM}	T_{DM^*}
Центральный Памир, Кукуртский массив						
4210/6	0.12382	0.512234	0.512257	0.8	1.5	1.5
4210/7	0.11920	0.512235	0.512258	0.7	1.4	1.4
4210/9	0.13854	0.512296	0.512319	0.8	1.7	1.5
4210/12	0.11154	0.512194	0.512217	0.8	1.4	1.5
4210/14	0.13771	0.512270	0.512293	0.9	1.7	1.5
Центральный Непал, граниты Палунг						
A-404 ³	—	—	0.51197	—	—	—
Стандартный образец Геологической службы США						
BCR-1	0.13780	0.512607	0.512630	—	—	—

¹ Нормализовано по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241607$, согласованному с принятым $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, и приведено к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{LaJolla}} = 0.511860$.

² Модельные возрасты вычислены по следующим формулам:

$$T_{\text{CHUR}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_n - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_u - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} \right);$$

$$T_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_n - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_u - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right);$$

$$T_{\text{DM}^*} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_n - (e^{\lambda t} - 1) [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_u - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CC}}] - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CC}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right).$$

где: u — измеренное значение, n — приведенное значение, λ — константа распада ^{147}Sm , равная $6.54 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$, CHUR — однородный хондритовый резервуар, DM — обедненная мантия, CC — континентальная кора.

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1966$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513149$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2136$ (данные из работы Goldstein, Jacobsen, 1988); $t = 0.5 \times 10^9$ лет (возраст гранитоидов); $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CC}} = 0.12$.

³ Данные из работы (Allègre, Ben Othman, 1980).

Палунг приводит к значению ϵ'_{Nd} в момент формирования гранитной магмы 470 млн. лет назад, равному -9.8 . Соответственно модельные возрасты T_{DM} и T_{DM^*} (в предположении, что отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ на первой стадии равно 0.12) составляют 2.47 и 2.00 млрд. лет. Второе из этих значений кажется более приемлемым, так как высокие отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (>0.14) в гранитах обычно не характерны для источников гранитной магмы, а обусловлены Sm/Nd фракционированием в ходе процесса гранитообразования (Nagris *et al.*, 1988). В данном случае вероятным объяснением высоких Sm/Nd отношений может быть кристаллизация монацита, вызвавшая непропорциональную потерю из расплава Nd по отношению к Sm. Как бы то ни было, Sm-Nd данные также подтверждают, что исходным материалом гранита Палунг были породы, значительно обогащенные легкими РЗЭ, т.е. в основном породы континентальной коры.

СРАВНЕНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА И ЦЕНТРАЛЬНОГО НЕПАЛА

Полученные в настоящей работе, а также ранее опубликованные данные позволяют сравнить некоторые характеристики гранитоидов двух изученных районов.

1. Все исследованные гранитоиды имеют раннепалеозойский возраст, при этом гранитоиды зорбулуокского комплекса Центрального Памира, видимо, несколько древнее (515 - 527 млн. лет) по сравнению с гранитами из покровов в Низких Гималаях (466 - 486 млн. лет).

2. Все гранитоиды содержат циркон, U-Pb возраст которого отвечает раннепалеозойскому времени их становления. Однако породы Центрального Памира наряду с раннепалеозойской генерацией циркона содержат генерацию с возрастом около 20 млн. лет, образованную в ходе альпий-

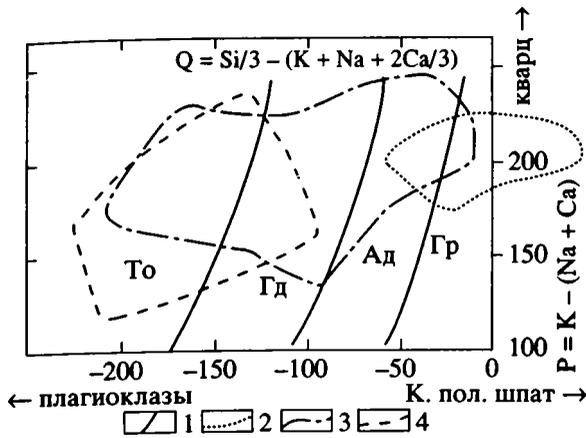


Рис. 10. Положение химических составов раннепалеозойских гранитоидов Центрального Памира и Низких Гималаев на "номенклатурной" диаграмме (Debon, LeFort, 1982).

Параметры выражены в г/атомах $\times 10^3$ в 100 г породы. Границы полей: 1 – петрографических типов (Гр – граниты, Ад – адамеллиты, Гд – гранодиориты, То – тоналиты); 2 – гранитоидов Низких Гималаев (по результатам 148 анализов); 3 – гранитоидов Кукуртского массива Центрального Памира (по результатам 25 анализов); 4 – гранитоидов Джаланского массива Центрального Памира (по результатам 21 анализа). Поле гранитоидов Низких Гималаев нанесено по данным работ (Talalov, 1977; Debon *et al.*, 1986). Для гранитоидов Центрального Памира использованы результаты, приведенные в табл. 1, в работе Глебовицко и др. (1981), а также неопубликованные данные М.С. Дюфура.

ской орогении. Отсутствие этой генерации в гранитах Центрального Непала отражает, по-видимому, различие *PT*-условий, в которых находились породы изученных регионов в альпийскую эпоху. Анализ парагенезисов во вмещающих метасадках группы Бхимфеди и музкольского комплекса показывает, что альпийский метаморфизм в Центральном Непале характеризовался условиями зеленосланцевой фации, а на Центральном Памире – амфиболитовой фации. Можно предполагать поэтому, что температура, до которой были нагреты памирские гранитоиды в альпийское время, способствовали новообразованию циркона, тогда как в Гималаях она была слишком низка для этого. Возможно, что благоприятствующим фактором был и развитый на Центральном Памире альпийский щелочной метасоматоз, хотя его влияние ограничено установленным фактом сохранения ненарушенных или очень слабо нарушенных Rb-Sr систем в большинстве изученных образцов.

3. Петрографические особенности раннепалеозойских гранитоидов Центрального Памира и Центрального Непала, как и других областей Южной Азии (LeFort *et al.*, 1986), во многом сходны. Главная масса пород представлена светло-серыми, двуполевошпатовыми биотитовыми, реже

двуслюдяными и амфибол-биотитовыми гранитами, обычно имеющими порфиroidную структуру за счет выделения крупных кристаллов калиевого полевого шпата. Гранитоиды, как правило, характеризуются гнейсовидной текстурой, степень проявления которой увеличивается к краям массивов и определяется интенсивностью наложенного альпийского метаморфизма. Отмечается относительно высокая глиноземистость пород (Debon *et al.*, 1986; LeFort *et al.*, 1986), нередко в виде аксессуаров присутствуют богатые алюминием минералы: мусковит, кордиерит, гранат, андалузит или фибролит. Некоторые разновидности пород содержат турмалины.

4. Первичный изотопный состав Pb в гранитах обоих регионов указывает на заметное участие коровой составляющей в исходном материале этих пород. Однако доля вещества коры в гранитах Центрального Непала выше, чем в гранитах Центрального Памира.

5. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитах выше, чем в породах, ведущих свое происхождение из верхней мантии (Фор, 1989). Если средний возраст материала континентальной коры, принимавшего участие в образовании гранитной магмы, в обоих регионах одинаков, то заметно более высокие первичные отношения в гранитах Центрального Непала предполагают для них меньший вклад мантийного вещества. Альтернативный вариант интерпретации предполагает более древний возраст коровой составляющей в непальских гранитах.

6. Граниты обоих регионов характеризуются однотипными картинками распределения РЗЭ (рис. 5), в которых наблюдается лишь небольшое обогащение легкими РЗЭ наряду с хорошо выраженной Eu-аномалией. Вероятным механизмом образования высокосиликатных расплавов со столь низким отношением легких РЗЭ к тяжелым является частичное плавление ранее существовавших плутонических серий. Значения ϵ'_{Nd} в памирских и непальских гранитоидах отрицательны и также указывают на коровую предысторию вещества этих пород. Более низкое значение ϵ'_{Nd} и более высокое T_{DM} для гранита Палунг, как и свинцово-изотопные и Rb-Sr данные, свидетельствуют о меньшей доле мантийного компонента и/или ассимиляции более древней коры по сравнению с гранитами Центрального Памира.

7. Сравнение геохимических параметров также дает основания предполагать некоторое различие состава источников гранитной магмы в изученных регионах. На "номенклатурной" диаграмме (Debon, LeFort, 1982) (рис. 10) поле гранитоидов Джаланского массива Центрального Памира соответствует тоналитам и частично гранодиоритам, поле гранитоидов Кукуртского массива охватывает все разновидности пород от тоналитов до гранитов,

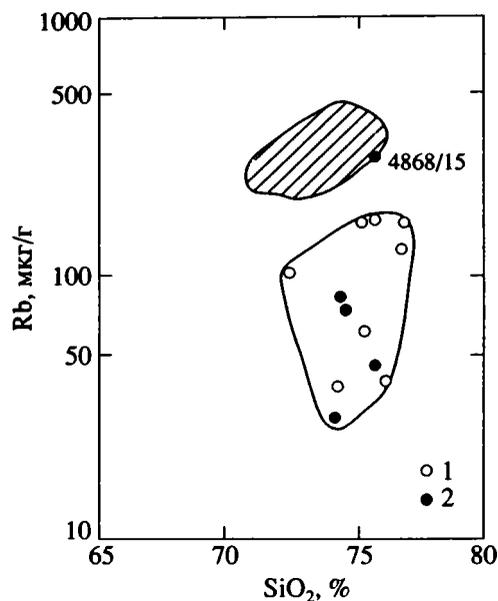


Рис. 11. Связь содержаний Rb и SiO_2 в раннепалеозойских гранитоидах Центрального Памира и Низких и Северных Гималаев.

1 – гнейсограниты Кукуртского массива, 2 – гнейсограниты Джаланского массива. Поле гималайских гранитов (заштриховано) нанесено по данным работы (Debon *et al.*, 1986). Показано положение точки аномального образца 4868/15 (Джаланский массив).

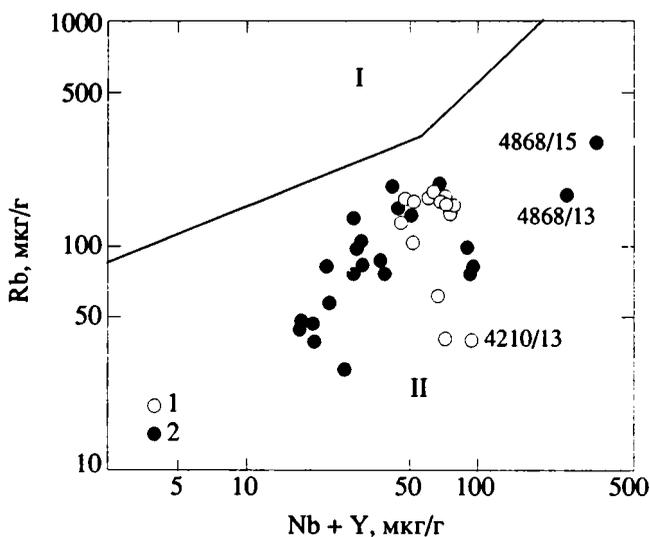


Рис. 12. Упрощенная рубидий-иттрий-ниобиевая диаграмма (Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1988) для гранитоидов зорбурулюкского комплекса Центрального Памира.

1 – гнейсограниты Кукуртского массива, 2 – гнейсограниты Джаланского массива. I – поле верхнекорковых гранитных расплавов; II – поле гранитоидных расплавов, в образовании которых участвовали мантийные источники. Показано положение аномальных обр. 4210/13, 4868/13 и 4868/15. Использованы результаты, приведенные в табл. 1 и 4, а также неопубликованные данные И.Н. Крылова и И.М. Горохова.

тогда как составы палеозойских гранитоидов Низких Гималаев (Debon *et al.*, 1986) не выходят за пределы адаметлитов и гранитов. На диаграмме зависимости содержаний Rb и SiO_2 (рис. 11) поля палеозойских гранитоидов рассматриваемых регионов четко различаются, причем центральнопамирские породы показывают значительное относительное обеднение рубидием. Те же породы на диаграмме в координатах Rb–(Nb + Y) (Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1988) занимают поле, отвечающее мантийным производным с некоторой примесью корового материала (рис. 12). Все это позволяет предполагать происхождение гранитоидов Центрального Памира из менее дифференцированного источника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Близость времени становления гранитов, входящих в состав покровных структур Центрального Памира и Низких Гималаев, а также сходство некоторых их петрографических и геохимических особенностей позволяет рассматривать эти породы как составляющие обширного кембро-ордовикского плутонического комплекса, распространенного, кроме Южной Азии, также в Австралии, Антарктиде, Африке, Южной Америке, Центральной и Западной Европе, т.е. в пределах материков, частично или полностью входивших в состав Гондваны. Реконструкция движения плит позволяет считать, что комплекс был приурочен к протяженным поясам, расположенным внутри Гондваны и по ее периферии (LeFort *et al.*, 1986). Несмотря на наличие сведений, свидетельствующих о проявлении в некоторых районах Гималайского пояса позднекембрийской – раннекембрийской орогении (Baig *et al.*, 1988; Williams *et al.*, 1988; Johnson, Oliver, 1990), кембро-ордовикский гранитный плутонизм в большинстве случаев не сопровождался сколько-нибудь значительными деформациями и метаморфизмом толщ. Предполагается, что раннепалеозойские плутонические пояса Гондваны образовались вдоль зон растяжения и плавления континентальной коры при некотором участии поднимающейся мантийной магмы (LeFort *et al.*, 1986). В этом отношении характерно, что на Центральном Памире к северу от Рангульской котловины в непосредственной близости от музкольского метаморфического комплекса, к которому приурочены изученные гнейсограниты, параллельно ему вытнут тузгунь-терескский осадочно-вулканогенный комплекс, включающий контрастные по своему составу кембро-ордовикские вулканогенные породы (спилиты, трахилипариты), несомненно формировавшиеся в режиме растяжения земной коры.

Приведенные выше изотопные и геохимические данные указывают, однако, на существенные различия в характере вещества, послужившего исходным материалом для формирования грани-

Таблица 7. Модельные параметры Rb галенитов Кайранского и Солледандского рудных полей

Номер образца	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb в источнике μ	²³² Th/ ²³⁸ U в источнике k	Модельный возраст, млн. лет
Кайранское рудное поле			
PA/C 783	10.31	4.05	580
PA/TR 64	10.42	4.08	607
Солледандское рудное поле			
PA/T 724	10.46	4.11	622
PA/T 733	10.34	4.06	588
Среднее	10.38 ± 0.07	4.08 ± 0.03	600 ± 20

Вычисления проведены по модели Стейси-Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

тоидов в пределах центральнопамирского и центральнонепальского фрагментов Гондваны. Такие различия могут быть объяснены более древним средним возрастом коры в Непале, а также большим вкладом относительно дифференцированного материала и меньшей долей участия мантийной магмы в формировании гранитов. Все эти особенности позволяют рассматривать кембрийско-ордовикские граниты Непала как результат внутриконтинентальной магматической активности. Такое же происхождение можно предполагать и для раннепалеозойских гранитов других районов Южной Азии с высокими первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (LeFort et al., 1986). Близкие же к ним по возрасту гранитоиды Центрального Памира формировались, скорее всего, на периферии Гондваны, где по сравнению с внутренними частями суперконтинента кора, вероятно, имела меньший возраст и могла быть сложена менее дифференцированным, а следовательно, обедненным несовместимыми элементами материалом. Кроме того, процессы растяжения литосферы и поступления мантийного материала могли здесь быть особенно значительными. В аналогичной геодинамической обстановке формировались, вероятно, и раннепалеозойские гранитоиды Афганистана и Северного Пакистана, для которых установлены почти столь же низкие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – 0.7066 - 0.7093 (Montenat et al., 1981; Debon et al., 1987). Таким образом, палеотектонические реконструкции, предполагающие, что северо-западные террейны Памиро-Гималайской горной цепи представляют собой периферийные фрагменты Гондваны, получают изотопно-геохимическое обоснование.

Авторы считают необходимым отметить вклад ряда специалистов, способствовавших проведению настоящей работы. П.П. Адхикари предоставил образцы галенитов и полевых шпатов из руд и гранитов Непала. А.А. Книзель выполнил петрохимические расчеты. И.Н. Крылов, Н.Е. Морозов и И.В. Штангеева проводили рентгено-спек-

тральные и нейтронно-активационные анализы. А.В. Баскаков, С.З. Яковлева, Н.Н. Мельников и Э.П. Кутявин осуществляли химическую подготовку части образцов и их масс-спектрометрический изотопный анализ. Описание цирконов произведено А.А. Золотаревым. Всем перечисленным коллегам авторы приносят искреннюю благодарность. Авторы также весьма признательны Ю.В. Кононову за консультации по проблемам геологии Гималаев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агеева Л.И., Клименко Г.В., Туровец В.Н., Щерблыкина М.Д. Rb-Sr и K-Ar датирование довендских (?) метаморфических образований Памира // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Фрунзе: Илим, 1989. С. 65 - 66.

Башиял Р.П. Геология Непальских Гималаев // Тектоника Азии. 27-й Междунар. геол. конгресс. Коллоквиум К.05. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 132 - 150.

Варшавская Э.С., Горохов И.М., Крылов И.Н., Кутявин Э.П., Самсонов С.П. Методика определения рубидия и стронция для геохронологических исследований // Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1975. С. 30 - 36.

Власов Н.Г., Дьяков Ю.А., Чернер Э.С. (ред.) Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий масштаба 1 : 500000 на 11 листах. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

Володин П.К., Дмитриев Э.А., Минаев В.Е. Схема развития плутонических процессов в восточной части Центрального Памира // Докл. АН Тадж. ССР., 1974. Т. 17. № 1. С. 47 - 50.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Дюфур М.С., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Кравцова Е.И. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир). Л.: Наука, 1981. 306 с.

Дюфур М.С. Геологическое развитие Центрального Памира // Вестн. Ленингр. ун-та, 1962. № 6. С. 24 - 35.

Дюфур М.С. Основные черты тектоники Центрального Памира // Геотектоника, 1972. № 3. С. 75 - 86.

Дюфур М.С., Панова В.А., Кривец Т.Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 128 с.

Кононов Ю.В., Кононова М.М. Метаморфическое рудообразование в Гималайской складчатой области // Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчат. областей фанерозоя // Материалы 5-го межвед. совещ. Ужгород, окт., 1986. Киев, 1988. С. 162 - 172.

Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры // Тр. ГИН АН СССР, 1968. Вып. 192. 204 с.

Руженцев С.В., Швольман В.А., Пашков Б.Р., Поспелов И.И. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167 - 175.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Allègre C.J., Ben Othman D. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis // *Nature*, 1980. V. 286. N. 5771. P. 335 - 342.
- Allègre C.J., Courtillot V., Tapponier P. et al. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt // *Nature*, 1984. V. 307. N. 5946. P. 17 - 22.
- Andrieux J., Brunel M., Hamet J. Metamorphism, granitization and relations with the Main Central Thrust in Central Nepal: $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ age determinations and discussion // *Coll. Internat. CNRS*, N. 268. Himalaya, Sci. Terre. Paris, 1977. P. 31 - 40.
- Baig M.S., Lawrence R.D., Snee L.W. Evidence for late Precambrian to early Cambrian orogeny in northwest Himalaya, Pakistan // *Geol. Mag.*, 1988. V. 125. N. 1. P. 83 - 86.
- Debon F., Afzali H., LeFort P., Sonet J., Zimmermann J.L. Plutonic rocks and associations in Afghanistan: Typology, age and geodynamic setting // *Sci. Terre. Mem.*, 1987. N. 49. 132 p.
- Debon F., LeFort P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 1982. V. 73. P. 135 - 149.
- Debon F., LeFort P., Sheppard S.M.F., Sonet J. The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: A chemical, mineralogical, isotopic, and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section // *J. Petrol.*, 1986. V. 27. N. 1. P. 219 - 250.
- De Paolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry - an Introduction. N.Y.: Springer-Verlag, 1988. 187 p.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978. V. 42. N. 8. P. 1199 - 1212.
- Gariépy C., Allègre C.J., Xu R.-H. The Pb-isotope geochemistry of granitoids from the Himalaya-Tibet collision zone: Implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Letters*, 1985. V. 74. N. 2/3. P. 220 - 234.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Letters*, 1988. V. 87. N. 3. P. 249 - 265.
- Gorokhov I.M., Dufour M.S., Neymark L.A., Amelin Yu.V. Early Paleozoic granites of the Gondwanaland continental margin in the Central Pamirs: An isotopic evidence // *Granites and Geodynamics, International Symposium, Moscow*, 1991. Extended Abstracts Volume, 1991. P. 36.
- Hagen T. Report on the geological survey of Nepal: preliminary reconnaissance // *Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.*, 1969. V. 86. 185 p.
- Harris N.B.W., Xu R.-H., Lewis C.L., Jin C.-W. Plutonic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 1988. V. A327. N. 1594. P. 145 - 168.
- Johnson M.R.W., Oliver G.J.H. Precollision and postcollision thermal events in the Himalaya // *Geology*, 1990. V. 18. N. 8. P. 753 - 756.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973. V. 37. N. 3. P. 485 - 494.
- LeFort P., Debon F., Recher A., Sonet J., Vidal P. The 500 Ma magmatic event in alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale // *Sci. Terre, Mem.* 1986. N. 47. P. 191 - 209.
- Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 98. N. 2. P. 129 - 138.
- Manhès G., Allègre C.J., Provost A. U-Th-Pb systematics of the ecrite "Juvinas". Precise age determination and evidence for exotic lead // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1984. V. 48. N. 12. P. 2247 - 2264.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons // *J. Geophys. Res.*, 1966. V. 71. N. 22. P. 5459 - 5468.
- Montenat C., Blaise J., Bordet P., Debon F., Deutsch S., LeFort P., Sonet J. Métamorphisme et plutonisme au Paléozoïque ancien en domaine Gondvan sur la marge nord-ouest des Montagnes Centrales d'Afghanistan // *Bull. Soc. geol. France*, 1981. V. 23 (7). N. 1. P. 101 - 110.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984. V. 25. N. 4. P. 956 - 983.
- Pecher A., LeFort P. The metamorphism in Central Himalaya, its relations with the thrust tectonic // *Sci. Terre, Mem.*, 1986. N. 47. P. 285 - 309.
- Schärer U., Allègre C.J. The Palung granite (Himalaya): high-resolution U-Pb systematics in zircon and monazite // *Earth Planet. Sci. Letters*, 1983. V. 63. N. 3. P. 423 - 432.
- Sharma K.K. Crustal growth and two-stage India-Eurasia collision in Ladakh // *Tectonophysics*, 1987. V. 134. N. 1/3. P. 17 - 28.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Letters*, 1975. V. 26. N. 2. P. 207 - 221.
- Stocklin J. Geology of Nepal and its regional frame // *J. Geol. Soc. London*, 1980. V. 137. N. 1. P. 1 - 34.
- Talalov V.A. Main features of magmatism and metallogeny of the Nepalese Himalayas // *Coll. Internat. CNRS*, N. 268. Himalaya, Sci. Terre. Paris. 1977. P. 409 - 430.
- Tatsumoto M., Knight R.J., Allègre C.J. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206 // *Science*. 1973. V. 180. N. 4092. P. 1279 - 1283.
- Trivedi J.R., Gopalan K., Valdiya K.S. Rb-Sr ages of granitic rocks within the Lesser Himalayan nappes, Kumaun, India // *J. Geol. Soc. India*, 1984. V. 25. N. 10. P. 641 - 654.
- Vidal Ph., Cocherie A., LeFort P. Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal) // *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1982. V. 46. N. 11. P. 2279 - 2292.
- Williams M.P., Treloar P.J., Coward M.P. More evidence of pre-Himalayan orogenesis in Northern Pakistan // *Geol. Mag.*, 1988. V. 125. N. 6. P. 651 - 652.
- Williamson J.H. Least-squares fitting of a straight line // *Can. J. Phys.*, 1966. V. 44. N. 5. P. 1079 - 1986.
- Xu R.-H., Schärer U., Allègre C.J. Magmatism and metamorphism in the Lhasa block (Tibet): A geochronological study // *J. Geol.*, 1985. V. 93. N. 1. P. 41 - 57.
- Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics - the model // *Tectonophysics*, 1981. V. 75. N. 1/2. P. 135 - 162.



Эволюция биосферы

УДК 551.72:561.2 (571.51)

ОКРЕМНЕННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ РИФЕЯ АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

© 1993 г. В. Н. Сергеев

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

Поступила в редакцию 20.02.93 г.

Приводятся результаты изучения окремненных микрофоссилий из котуйканской и юсмастакской свит рифейского разреза билляхской серии Анабарского поднятия. Анализируются ранее опубликованные данные о котуйканской и юсмастакской микробиотах и делается вывод о том, что разнообразие этих микробиот в значительной степени завышено за счет описания в качестве самостоятельных таксонов разновидностей, реально представляющих собой иную форму сохранности других родов и видов. В изученных ассоциациях микрофоссилий отмечается сильная зависимость от условий обитания и делаются попытки использовать состав микробиот для расшифровки фациальных обстановок и скорости осадконакопления. Описывается новый род и новый вид нитчатых микрофоссилий *Circumvaginalis elongatus* gen. et sp. nov.

Изучение остатков докембрийских микроорганизмов (МО) является одной из самых молодых и быстро развивающихся областей палеонтологии, превратившейся за короткий срок своего существования в самостоятельную отрасль науки о древнейшей жизни. Примечательно, что достаточно скоро после первых достоверно доказанных находок докембрийских микрофоссилий (МФ) в кремнях, сделанных в начале 60-х годов, стала очевидной необходимость изучения остатков древних МО в палеоэкологическом контексте, поскольку на таксономический состав конкретных микробиот влияло не только их возрастное положение, но и фациальные условия их формирования (Hofmann, 1976; Knoll *et al.*, 1991; и др.). При этом определенные экологические ниши (в основном прибрежно-морские, лагунные и прибрежно-континентальные) оказались заселенными морфологически практически не изменявшимися в течение последних 2 - 3 млрд. лет прокариотными цианобактериальными сообществами, и лишь в открыто-морских обстановках древние МО обнаруживали явный морфологический прогресс, фиксированный главным образом среди эукариот. В связи с этим сообщества древних МО стали достаточно точным инструментом фациального анализа, а возможности их биостратиграфического использования фактически оказались неразрывно связанными с выделением экологических группировок МФ. Именно взаимодополняющее изучение вертикального распространения таксонов докембрийских МФ в разрезах и реконструкция горизонтального их распределения в различных зонах

древних бассейнов, по-видимому, должны стать магистральным направлением исследования остатков древнейших МО в девяностые годы (Knoll *et al.*, 1991).

РАЗРЕЗ АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Перспективным объектом для разработки эколого-стратиграфического направления изучения докембрийских МФ является разрез рифея Анабарского поднятия. Этот разрез является одним из опорных для Северной Евразии и на ряде уровней содержит остатки строматолитов, онколитов, а также органостенных и окремненных МФ отличной сохранности (Журавлева, 1964; Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970; Серебряков, 1975; Семихатов, Серебряков, 1983; Головенко, Белова, 1984; Вейс, Воробьева, 1992). Пологое, практически горизонтальное залегание отложений, их преимущественно карбонатный состав и отлично сохранившиеся текстуры пород, а также наличие последовательных горизонтов с кремнями делает Анабарский разрез достаточно интересным и в методическом плане для увязки вертикальной последовательности докембрийских МФ с фациальными особенностями их распределения в древних бассейнах. В предлагаемой статье рассматриваются микробиоты из кремней котуйканской и юсмастакской свит билляхской серии Анабарского поднятия и анализируется их роль в оценке возраста, интерпретации скорости осадконакопления, особенностей бассейна и экологии цианобактериальных сообществ.

Котуйканская и юсмастахская свиты входят в состав билляхской серии, которая по современным представлениям отвечает возрастному интервалу от нижнего рифея до нижней части верхнего рифея включительно. Наиболее полный разрез серии вскрывается на западном склоне Анабарского поднятия в долине р. Котуйкан. Снизу эта серия согласно подстилается терригенной мукунской серией, налегающей резко несогласно с корой выветривания на архейские гнейсы; сверху она с угловым несогласием перекрывается старореченской свитой венда, выше которой следуют фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия (Злобин, Голованов, 1970; Миссаржевский, 1989). Билляхская серия подразделяется снизу вверх на базальную терригенносланцевую усть-ильинскую свиту мощностью около 55 м, котуйканскую свиту карбонатно-сланцевого состава (400 - 500 м) и вышележащую карбонатную юсмастахскую свиту (600 - 635 м). Котуйканская свита состоит преимущественно из доломитов, в значительной степени строматолитовых и онколитовых с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов и подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты мощностью соответственно 223 - 276 и 167 - 174 м. Юсмастахская свита сложена доломитами с многочисленными строматолитовыми биогермами и онколитовыми прослоями, ничтожными по мощности прослоями песчаных доломитов и известковистых песчаников и также подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты (205 - 213 и 293 - 408 м). Среди карбонатных пород котуйканской и юсмастахской свит на ряде уровней присутствуют линзы и прослои кремней. Подробное описание обеих свит приводится в работах М.Н. Злобина, Н.П. Голованова (1970) и С.Н. Серебрякова (1975).

Современные суждения о возрасте билляхской серии основаны на анализе содержащихся в них МФ, строматолитов, микрофитолитов и на данных измерений изотопного возраста. Котуйканская свита характеризуется нижнерифейским комплексом строматолитов и онколитов (Журавлева, 1964; Комар, 1966; Злобин, Кабаньков, 1970), а из усть-ильинской свиты получены согласующиеся между собой изохронные Rb-Sr и K-Ag датировки, равные соответственно 1483 ± 5 и 1459 ± 10 млн. лет, трактуемые как фиксирующие время раннего диагенеза осадков (Горохов и др., 1991). Все эти данные указывают на раннерифейский возраст котуйканской и усть-ильинской свит. Находки в обеих свитах (Вейс, Воробьева, 1992) крупных органостенных микрофоссилий, с точки зрения большинства исследователей, не противоречат данному выводу, т.к. находки столь же крупных форм известны в нижнерифейских и до-рифейских отложениях Австралии, Америки и Китая (Peat *et al.*, 1978; Hofmann, Jinbiao, 1981; Hofmann, Schopf, 1983), а каких-либо характерных позднерифейских таксонов МО в усть-ильинской

и котуйканской свитах не обнаружено. Подробно органостенные и окремненные МФ усть-ильинской и котуйканской свит анализируются ниже.

Несколько сложнее вопрос о возрасте юсмастахской свиты. По комплексу представленных в ней микрофитолитов в 60-е годы ее относили к верхнему рифею, предполагая между юсмастахской и котуйканской свитами перерыв, охватывающий среднерифейскую эратему (Журавлева, 1964; Крылов и др., 1968). Однако впоследствии большинство авторов пришли к выводу об отсутствии значительного перерыва между котуйканской и юсмастахской свитами и на основании анализа строматолитовых комплексов стали относить ее к среднему и к нижней части верхнего рифея (Злобин, Голованов, 1970; Серебряков, 1975; Семихатов, Серебряков, 1983). Изотопный возраст нижней и верхней подсвит юсмастахской свиты, полученный из их базальных пачек K-Ag методом по глаукониту, составляет соответственно 1260 и 1120 - 1140 млн. лет (Семихатов, Серебряков, 1983). Однако эти определения были сделаны достаточно давно и нуждаются в подтверждении более свежими данными, полученными как K-Ag, так и Rb-Sr изохронными методами. Немаловажное значение для уточнения возраста юсмастахской свиты представляют результаты изучения окремненных МФ.

Окремненные МФ в котуйканской и юсмастахской свитах впервые были обнаружены В.К. Головенком и М.Ю. Беловой (1984), которые установили в кремнях котуйканской свиты 10 видов МФ, отнесенных к 5 родам (8 видов и 2 рода новых), а в юсмастахской свите 5 видов и 4 рода нитчатых и коккоидных МФ. Позднее М.С. Якшиным (1991) в котуйканской свите была найдена значительно более разнообразная ассоциация МФ (им описано 26 родов и 51 вид, 11 родов и 27 видов новых), однако остатков МО в юсмастахской свите им обнаружено не было. Находка М.С. Якшина сразу поставила котуйканскую нижнерифейскую микробиоту в разряд одной из наиболее разнообразных для этого возраста. Вместе с тем, она заставила некоторых исследователей усомниться в ее нижнерифейском возрасте, поскольку, например, широкие (до 85 мкм в диаметре) нити и крупные сферические оболочки, присутствующие в этой биоте, долгое время считались характерными только для верхнерифейских отложений, а описанные отсюда МФ необычной формы вообще нетипичны для докембрия. Все это сделало необходимым продолжить работы по изучению котуйканской и юсмастахской микробиот и провести более углубленный их анализ.

В 1986 году автором были отобраны кремни из разреза билляхской серии по р. Котуйкан. МФ были обнаружены в известных ранее местонахождениях в 2.5 км выше устья р. Илья из основания разреза котуйканской свиты и в 12 и 8.5 км выше устья р. Некюлях из верхнекотуйканской

подсвиты. Кроме того, МФ обнаружены еще в одном местонахождении в 2 км выше устья р. Улахан-Тонгулах из верхней части нижнекотуйканской подсвиты. В первом местонахождении кремни, содержащие МФ, найдены в тектонической брекчии, но остатки строматолитов и онколитов, присутствующие в обломках этой брекчии, говорят о их принадлежности, по-видимому, к верхней подсвите котуйканской свиты, хотя обычно это местонахождение условно считалось нижнекотуйканским (Головенко, Белова, 1984; Якшин, 1991). Следует также заметить, что в работе М.С. Якшина (1991) уровни отбора кремней из местонахождения в 11.5 - 12.0 км выше устья р. Некулях (Якшин, 1991, с. 6, рис. 4, 5) показаны примерно в 20 м стратиграфически ниже по разрезу, чем на самом деле. Во втором, третьем и четвертом местонахождениях конкреции кремней приурочены к нормально-слоистым доломитам и пластовым строматолитам нижних горизонтов верхней подсвиты котуйканской свиты.

В юсмастахской свите кремни были отобраны из нижней и верхней ее подсвит, но МФ обнаружены только в наиболее благоприятных разностях кремней черной окраски с отливом вороньего крыла из верхних горизонтов нижней подсвиты на правом и левом берегу р. Котуйкан ниже устья р. Джогджо (в 0.5 км ниже устья на правом берегу и в 1.5 и 2 км на левом). Кремни приурочены к пачке мощностью 30 - 40 м, представленной серыми среднеслоистыми доломитами с многочисленными линзами плоскогалечных конгломерато-брекчий, желваковыми и пластовыми строматолитами, а также онколитами.

ОКРЕМНЕННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ И ИХ БИОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Котуйканская микробиота (табл. I). Списочный состав котуйканской микробиоты, в который включены таксоны, описанные М.С. Якшиным (1991), В.К. Головенком и М.Ю. Беловой (1984), а также определенные автором, следующий: *Globophycus rugosum* Schopf, *Phanero-sphaerops capitaneus* Schopf et Blacic, *P. tenuichlamis* Yakschin, *P. polymorphus* Yakschin, *P. magnicellularis* Yakschin, *P. granulatus* Yakschin, *P. sp.*, *Caryo-sphaeroides pristina* Schopf, *C. amplus* Yakschin, *Bisphaera plana* Yakschin, *Tuberiphycus uniparietinus* Yakschin, *T. biparietinus* Yakschin, *Zosterosphaera tripunctata* Schopf, *Archaeophycus venustus* Wang et al., *Muxococcoides minor* Schopf, *M. grandis* Horodyski et Donaldson, *Eogloeocapsa bella* Golovenok et Belova, *E. composita* Yakschin, *Eomicrocystis irregularis* Golovenok et Belova, *E. elegans* Golovenok et Belova, *E. parvulus* Yakschin, *Palaeoanacystis vulgaris* Schopf, *P. parvicellularis* Yakschin, *P. magnicellularis* Yakschin, *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann, *Tetraphycus amplus* Golovenok et Belova,

Eoynecococcus grandis Hofmann, *E. elongatus* Golovenok et Belova, *E. major* Golovenok et Belova, *E. giganteus* Golovenok et Belova, *E. crassus* Golovenok et Belova, *Bulbiphycus sectilis* Yakschin, *Microphycus curtus* Yakschin, *Glomophycus tortilis* Yakschin, *Or-culiphycus latus* Yakschin, *O. angustus* Yakschin, *O. magnus* Yakschin, *Filiconstrictosus* ex gr. *majusculus* Schopf et Blacic, *F. magnus* Yakschin, *Palaeolyng-bya giganteus* Yakschin, *P. sp.*, *Veteronostocale* sp., *Circumvagenalis elongatus* gen. et sp. nov. (syn. *Siphonophycus* ex gr. *kestron* Schopf (Якшин, 1991)), *Siphonophycus robustum* (Schopf), *Siphonophycus* ex gr. *robustum* (Schopf), *Siphonophycus* sp. 1, *Siphonophycus* (?) sp. 2, *Siphonophycus* sp., *Cyanonema attenuata* Schopf, *Oscillatoriopsis obtusa* Schopf, *O. sp.*, *Tortiliphycus bifilamentosus* Yakschin, *Curviphycus disarticulans* Yakschin, *Physophycus asymmetricus* Yakschin, *Caudatiphycus dolichocaudatus* Yakschin, *C. oblatu* Yakschin, *C. sp.*, *Quaternatiphycus segmentatus* Yakschin, *Q. sectorialis* Yakschin.

Юсмастахская микробиота (табл. II, III). В кремнях юсмастахской свиты обнаружены остатки 14 видов нитчатых и коккоидных МФ, отнесенных к 9 родам, формальный списочный состав которых приводится ниже: *Siphonophycus robustum* (Schopf), *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann, *Circumvagenalis elongatus* gen. et sp. nov., *Eosynechococcus major* Golovenok et Belova, *E. giganteus* Golovenok et Belova, *E. elongatus* Golovenok et Belova, *E. brevis* Knoll, *Glomophycus tortilis* Yakschin, *Muxococcoides grandis* Horodyski et Donaldson, *M. minor* Schopf, *M. cantabrigiensis* Knoll, *Muxococcoides* sp., *Gloeodiniopsis* aff. *gregaris* Knoll et Golubic, *Eomicrocystis elegans* Golovenok et Belova.

Приведенные списки котуйканской и юсмастахской микробиот создают впечатление, что по разнообразию котуйканская микробиота чуть ли не на порядок превосходит юсмастахскую. Это разнообразие в основном обусловлено большим количеством форм, описанных М.С. Якшиным (1991) как самостоятельные роды и виды, однако знакомство с фактическим материалом убеждает автора данной статьи, что многие из этих таксонов представляют собой стадии развития или разложения МО или артефакты. Общая направленность и объем предлагаемой статьи не позволяют провести полную ревизию систематического состава котуйканской микробиоты. Тем не менее ниже мы остановимся на интерпретации некоторых таксонов и покажем, что они представляют собой артефакты. Характеристики всех таксонов, встреченных в котуйканской и юсмастахской свитах, а также их авторская интерпретация отражены на рис. 1. Сказанное, однако, не следует трактовать как стремление вообще дезавуировать вопрос о разнообразии котуйканских МФ — это разнообразие имеется и достигается главным образом за счет многочисленных присутствующих здесь трихомов. Юсмастахская микробиота, в которой этих трихомов почти нет, в целом выгля-

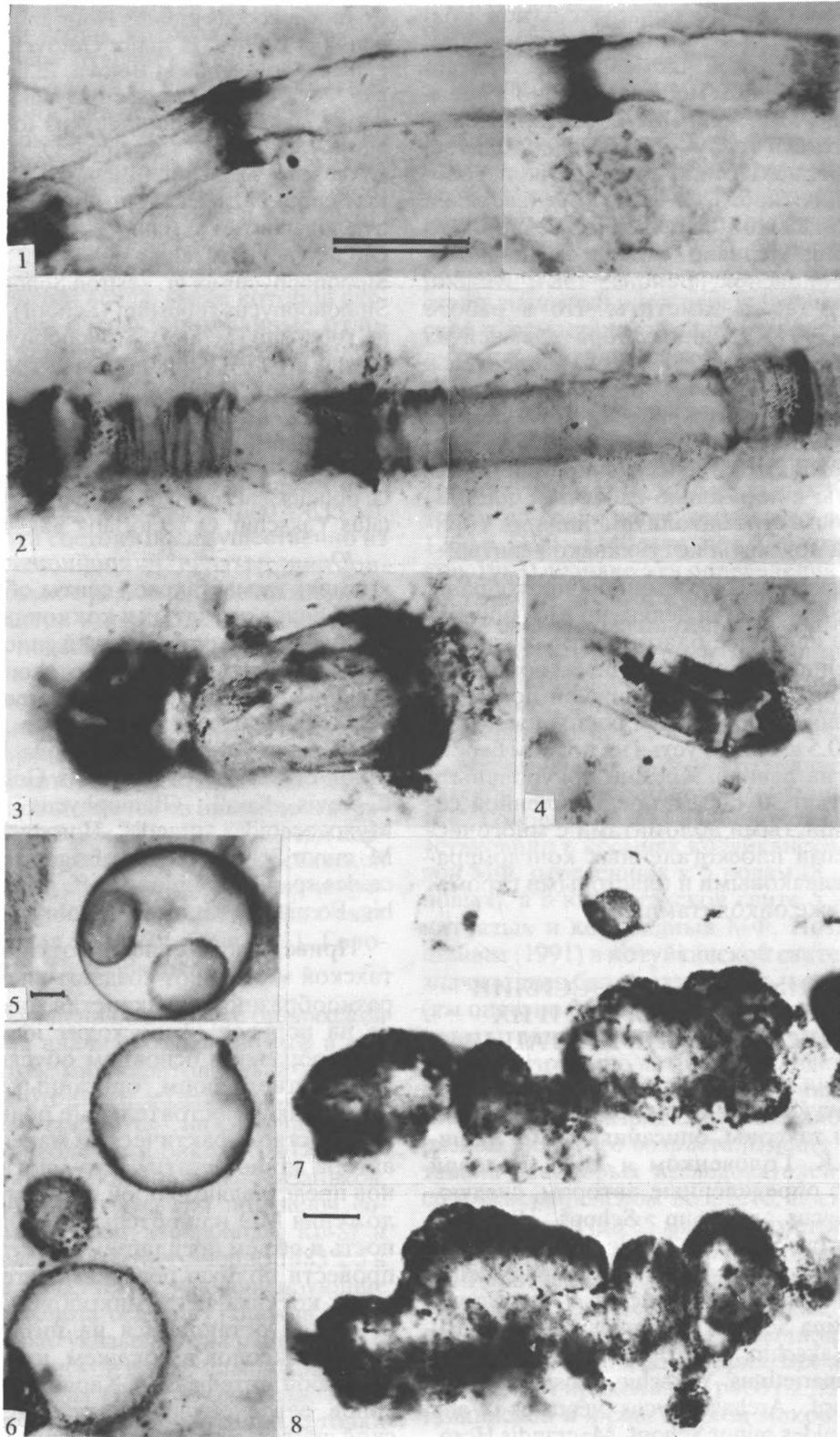


Табл. I. Окремненные микрофоссилии котуйканской свиты.

1 - 4 – *Circumvaginalis elongatus* gen. et sp. nov. 1 – голотип, экз. ГИН РАН 391, шлиф 471-90, т. 14; 2 – экз. ГИН РАН 392, шлиф 459-89, т. 18; 3 – экз. ГИН РАН 393, шлиф 471-90, т. 19; 4 – экз. ГИН РАН 394, шлиф 471-90, т. 12. 5, 6 – *Muxosocoides grandis* Horodyski et Donaldson. 5 – экз. ГИН РАН 394, шлиф 455-89, т. 6; 6 – экз. ГИН РАН 395, шлиф 478-90, т. 7. 7, 8 – *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann. 7 – экз. ГИН РАН 396; 8 – экз. ГИН РАН 397, шлиф 461-90, т. 16.

Одиная линейка – 10 мкм, двойная – 50 мкм; для фиг. 1 - 4 масштаб проставлен на фиг. 1, для фиг. 5, 6 – на фиг. 5, для фиг. 7, 8 – на фиг. 8. Все экземпляры происходят из верхней подсвиты котуйканской свиты, р. Котуйкан в 12 км выше устья р. Некюлях.

дит как обедненный вариант котуйканской и представлена таксонами нитчатых и коккоидных МО, проходящими из котуйканской. Это обстоятельство делает целесообразным совместный анализ остатков МО из обеих свит.

Биологическая интерпретация биот. Большинство обнаруженных в котуйканской и юсмастакской микробиотах МФ представляют собой несомненно остатки синезеленых водорослей (СЗВ) или цианобактерий (ЦБ)¹. Однако некоторые из встреченных МФ имеют альтернативные интерпретации и потому нельзя быть полностью уверенным, имеем ли мы дело с чисто прокариотной микробиотой или со смешанной ассоциацией, состоящей из остатков как прокариотных, так и эукариотных организмов.

Наиболее интересной формой в обеих микробиотах, описанной в статье как новый род и вид, является *Circumvaginalis elongatus* gen. et sp. nov. В котуйканской микробиоте данный вид образует колонки из нескольких десятков экземпляров, протягивающихся обычно через весь шлиф, в юсмастакской он представлен единичными находками. Эта форма явно была матоформирующей и достаточно близка к современной СЗВ *Chamaesiphon fuscus* (Rostaf.), у которой экзоспорангии образуют ложное влагалище, состоящее из трубкообразных частей, вложенных одна в другую (Еленкин, 1938). Другая возможная интерпретация *Circumvaginalis elongatus* – это полые чехлы ностоковых или стигонемовых цианофит, однако никаких остатков трихомов внутри трубчатых образований, однозначно подтвердивших бы это предположение, не обнаружено. Наибольшее сходство с *C. elongatus* демонстрируют нити *Scytonema myochrous* (Dillw.) (Monty, 1967); чехол этих СЗВ представляет собой трубкообразные сегменты с утолщениями, вложенные один в другой. Нельзя исключить возможности и того, что нитчатые образования *C. elongatus* являются остатками эукариотных водорослей, например зеленых эдогониевых, которые при размножении образуют характерные “колпачки” вокруг стенок нитей.

Другая широко распространенная в котуйканской и юсмастакской микробиотах форма *Siphonophycus robustum* общепризнанно интерпретируется как пустые чехлы осцилляториевых или нос-

токовых СЗВ (Knoll, Golubic, 1979; Knoll *et al.*, 1991; и др.).

Остатками чехлов гормогониевых ЦБ, по-видимому, являются *Siphonophycus* sp., *Siphonophycus* ex gr. *robustum*, *Siphonophycus* sp. 1, *Siphonophycus* sp. 2. Однако принадлежность двух последних к роду *Siphonophycus* вызывает сомнения в связи с наличием многочисленных перегородок. Все перечисленные выше формы были описаны как представители рода *Eomycetopsis* (Knoll, Golubic, 1979; Головенко, Белова, 1984), но после ревизии этого таксона их следует перевести в состав рода *Siphonophycus* (Knoll *et al.*, 1991).

Представителями осцилляториевых ЦБ являются *Palaeolyngbya giganteus*, P. sp., *Oscillatoriopis obtusa*, O. sp. и, по-видимому, *Cyanonema attenuata*. Другие многоклеточные трихомы из котуйканской свиты – *Orculiphycus latus*, O. *agnatus*, O. *magnus*, *Filiconstrictos magnus*, F. ex gr. *majusculus* могут быть остатками осцилляториевых или ностоковых СЗВ, а представители рода *Orculiphycus*, как указывает сам автор рода М.С. Якшин, могут считаться гормогониями стигонемовых цианофит (вызывает, правда, сомнения самостоятельность как этого рода, так и трех выделенных его видов). Возможно, гормогониями каких-то СЗВ является и описанный М.С. Якшиным *Microphycus curtus*.

Крайне интересна обнаруженная М.С. Якшиным (1991) ранее только в котуйканской свите форма *Glomorphycus tortilis*, которая представляет собой сферические оболочки с полыми чехлами внутри – возможно остатки ископаемых ностоковых ЦБ, сходных с современной СЗВ *Sphaerocostoc*. Еще одна возможная причина присутствия нитчатых МФ внутри сферической оболочки заключается в том, что эти оболочки представляют собой акинеты ностоковых или стигонемовых ЦБ, внутри которых начал прорасти трихом.

Переходя теперь к коккоидным МФ, рассмотрим многочисленные в составе биот сферические оболочки *Mucosocoides grandis*, M. *minor*, M. *cantabrigiensis* и M. sp. Биологическая интерпретация представителей рода *Mucosocoides* достаточно сложна в связи с простой морфологией этих микроостатков, демонстрирующих черты строения, общие как для хроококковых СЗВ, так и для зеленых хлорококковых водорослей (Knoll *et al.*, 1991). Нужно, однако, отметить, что волосинковидные образования, присутствующие на поверхности некоторых экземпляров *Mucosocoides* sp., несомненно вторичны и, возможно, были образованы в результате деформации гладкой поверхности оболочки растущими кристаллами доломита или пирита. К этому выводу приводит изучение серии подобных оболочек, из которых наиболее “удачная” приведена на табл. III, фиг. 8.

Также неоднозначна интерпретация эллипсоидальных МФ, описанных ранее В.К. Головенком и М.Ю. Беловой (1984) как многочисленные виды

¹ В большинстве работ по МФ в последнее время вместо термина *Suaporhuta* используется термин *Suapobacteria*. Применение последнего формально подразумевает подход к материалу в соответствии с правилами бактериологической номенклатуры, для чего требуется изучение МО в культуре, установление их биохимических и физиологических особенностей и т.д., что на ископаемых объектах невозможно. Для фосселизированных СЗВ правильнее было бы использовать термин *Suaporhuta*, поскольку к ним применимы фактически только правила ботанической номенклатуры, что и реализуется на практике. Используя термин *Suapobacteria* в связи с его широкой ныне популярностью, тем не менее автор полагает его синонимом терминов *Suaporhuta* и синезеленых водорослей.

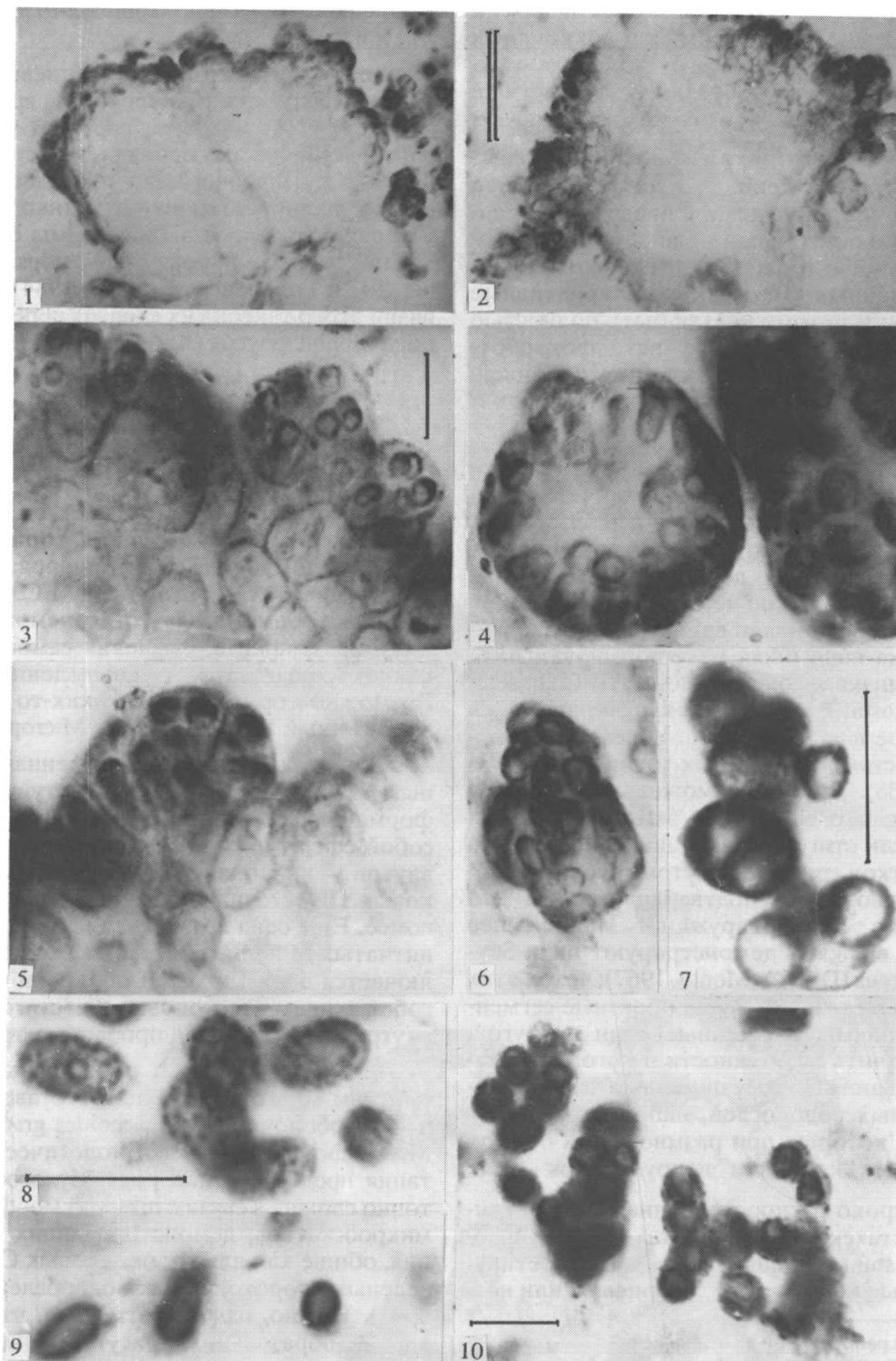


Табл. II. Кремневые микрофоссилии юस्ताхской свиты.

1 - 6 - *Eoentophysalis belcherensis* Hofmann. 1, 3 - экз. ГИН РАН 413, шлиф 485-91, т. 14; 2, 5 - экз. ГИН РАН 414, шлиф 485-91, т. 13; 4 - экз. ГИН РАН 415, шлиф 485-91, т. 18; 6 - экз. ГИН РАН 416, шлиф 485-91, т. 14. 7 - *Muxoscooides minor* Schopf - экз. ГИН РАН 417, шлиф 489-91, т. 6. 8, 10 - *Gloeodiniopsis* aff. *gregaria* Knoll et Golubic. 8 - экз. ГИН РАН 418, шлиф 490-91, т. 7; 10 - экз. ГИН РАН 419, шлиф 489-91, т. 34. 9 - *Eosynechococcus brevis* Knoll - экз. ГИН РАН 420, шлиф 489-91, т. 6.

Одиная масштабная линейка - 10 мкм, двойная - 50 мкм, для фиг. 1, 2 масштабная линейка проставлена на фиг. 2, для фиг. 3 - 6 - на фиг. 3, для фиг. 8, 9 - на фиг. 8. Все экземпляры происходят из верхней пачки нижней подсвиты юस्ताхской свиты, р. Котуйкан в районе устья р. Джогджо.

рода *Eosynechococcus* и сравниваемых ими с современной СЗВ *Synechococcus*. Некоторые мелкие представители рода *Eosynechococcus* – такие, как присутствующие в котуйканской микробиоте *E. grandis* и в юсмастахской *E. brevis*, почти несомненно являются ископаемыми аналогами рода *Synechococcus* или близких к нему других родов хроококковых СЗВ. Однако природа более крупных представителей этих тел эллипсоидной морфологии менее ясна. Р.Дж. Городиски и Дж.А. Дональдсон (Horodyski, Donaldson, 1980) ранее описали их из формации Дизмал-Лейкс Канады как один вид рода *Archaeoellipsoides* Horodyski et Donaldson: *A. grandis*. Они также указали, что в связи с большими размерами эти тела вряд ли являются остатками МО, сходными с современными хроококковыми СЗВ рода *Synechococcus*, и привели несколько возможных интерпретаций *A. grandis*: акинеты ностоковых или ривуляриевых СЗВ, спорангии дермокарповых или хамецифоновых СЗВ, а также цисты эукариотных водорослей. С одной стороны, необходимо отметить, что размеры клеток некоторых описанных ранее современных представителей рода *Synechococcus* достигают действительно весьма значительных размеров, например упомянутый в статье В.К. Головенка и М.Ю. Беловой *S. major* Schöt. (Еленкин, 1938). С другой стороны, многие современные МО, ранее рассматривавшиеся как представители СЗВ, при изучении на клеточном уровне оказались принадлежащими совсем другим группам организмов и поэтому данные, почерпнутые из работы 50-летней давности, не следует рассматривать как абсолютно надежные, несмотря на ту тщательность и добросовестность, с которой была выполнена монография А.А. Еленкина.

Сравнение крупных представителей рода *Eosynechococcus* со спорами ностоковых или стигонемовых цианобактерий (Horodyski, Donaldson, 1980; Якшин, 1991) подтверждается находкой в кремнях юсмастахской свиты двух последовательно соединенных эллипсоидов *Eosynechococcus major* и одного сфероида *Muxococcoides* sp. (табл. III, фиг. 1). Подобные образования наиболее сходны с участками нитей некоторых ностоковых или анабеновых СЗВ, у которых акинеты вызревают последовательно на трихоме из соседних вегетативных клеток (Еленкин, 1938). Однако подобные пары соединенных друг с другом эллипсоидальных клеток характерны и для многих мелких представителей рода *Eosynechococcus* (Hofmann, 1976). Поэтому вопрос о принадлежности крупных эллипсоидных тел к синехококковым водорослям пока остается открытым.

Практически несомненно остатками хроококковых СЗВ являются глеокапсовидные колонии, описанные ранее В.К. Головенком и М.Ю. Беловой (1984) как *Eogloeocapsa bella*, а М.С. Якшиным как *E. composita* (1991). Однако существуют сомнения в валидности самого рода *Eogloeocapsa*.

В практике большинства работ такие колонии раньше обычно описывались как глеокапсовидные стадии развития в онтогенезе энтофизалисовых ЦБ (Hofmann, 1976) или как самостоятельный род *Clonophycus* J. Oehler (Oehler, 1978). Первая из этих интерпретаций кажется более вероятной в связи со сделанными автором находками в котуйканской микробиоте энтофизалисовых ЦБ. Поэтому весьма возможно, что многие мелкие глеокапсовидные колонии действительно являются стадией развития *Eoentophysalis belchezensis*. В то же время наиболее крупные формы рода *Eogloeocapsa*, скорее, действительно являются остатками хроококковых СЗВ, сходных с современной водорослью *Gloeocapsa*. Однако ранее подобные колонии из нескольких клеток, окруженных общей оболочкой, были описаны Дж. Ойлером (Oehler, 1978) из нижнего рифея Австралии как самостоятельный род *Clonophycus*, который также несомненно представляет собой ископаемый аналог современной СЗВ *Gloeocapsa*.

В соответствии с международным кодексом ботанической номенклатуры, при объединении современного и ископаемого таксона приоритет отдается названию современного, но неясно, как рассматривать статус рода или “проторода” в определении Дж. Шопфа (Schopf, 1969), используемого в практике изучения ископаемых СЗВ. Позволяет ли добавление приставки *Eo-* или *Palaeo-* названию современного рода продолжать рассматривать его как “современный” или переведит в разряд “ископаемого”? При первом решении валидным будет являться род *Eogloeocapsa*, а *Clonophycus* станет его младшим синонимом, а при втором – наоборот. Вопрос осложняется тем, что формирование глеокапсовидных колоний в определенной степени является реакцией на большую скорость осадконакопления и отмечено как у современных энтофизалисовых, так и ископаемых хроококковых СЗВ (Golubic, Hofmann, 1976; Сергеев, 1988). При низкой же скорости осадконакопления преобладают нормальные хроококковые клетки, окруженные многослойным чехлом (Сергеев, Крылов, 1986; Сергеев, 1988). Э. Нолл и С. Голубич (Knoll, Golubic, 1979) глеокапсовидные колонии рассматривали как стадию жизненного цикла *Gloeodiniopsis lamellosa* Schopf emend Knoll et Golubic, сравниваемую ими с современной СЗВ *Chroococcus*. Здесь начинается смесь как палеонтологических, так и неонтологических проблем, поскольку в большинстве работ советских альгологов род *Chroococcus* рассматривается как младший синоним рода *Gloeocapsa* (Еленкин, 1938), а в зарубежных работах признается существование обоих родов (Golubic, 1976). Учитывая сложность и запутанность вопроса (как и в случае с *Eosynechococcus*), окончательное таксономическое решение проблемы в данной статье нецелесообразно. Следует добавить, что некоторые другие коккоидные МФ котуйканской и юсмастахской свит,

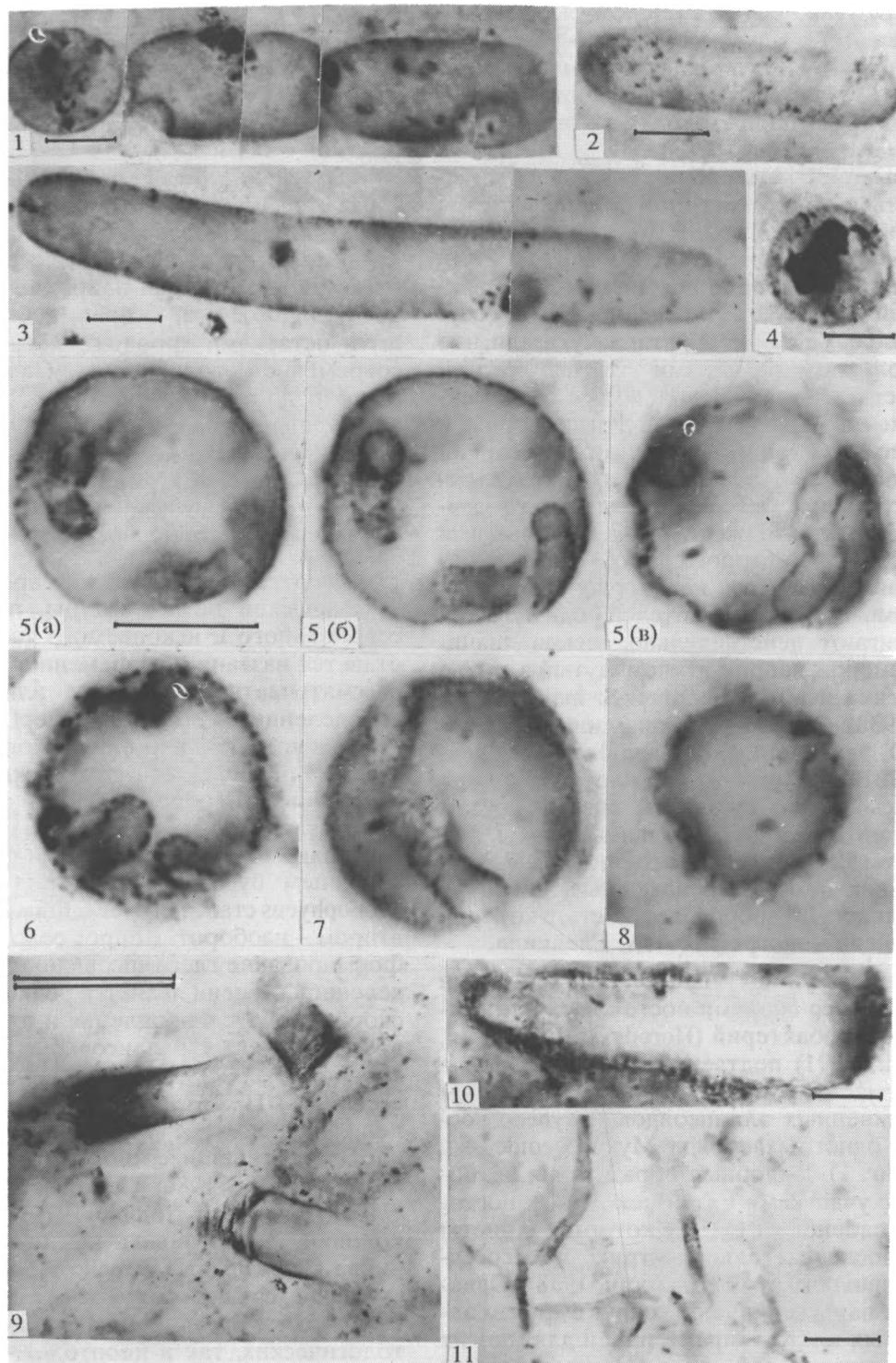


Табл. III. Окремненные микрофоссилии юस्ताхской свиты.

1, 2, 10 – *Eosynechococcus major* Golovenok et Belova. 1 – экз. ГИН РАН 421, шлиф 496-45, т. 45; 2 – экз. ГИН РАН 422, шлиф 490-91, т. 30; 10 – экз. ГИН РАН 423, шлиф 490-91, т. 15. 3 – *Eosynechococcus giganteus* Golovenok et Belova – экз. ГИН РАН 424, шлиф 496-91, т. 7. 4 – *Muxosocooides* sp. – экз. ГИН РАН 425, шлиф 496-91, т. 45. 5, 7 – *Glomorphycus tortilis* Yakschin. 5 – экз. ГИН РАН 426, шлиф 497-91, т. 2; 6 – экз. ГИН РАН 427, шлиф 496-91, т. 46; 7 – экз. ГИН РАН 428, шлиф 498-91, т. 8. 8 – *Muxosocooides* sp. с псевдошипами. Экз. ГИН РАН 429, шлиф 487-91, т. 9. 9 – *Circumvaginalis elongatus* gen. et sp. nov. – экз. ГИН РАН 430, шлиф 487-91, т. 17. 11 – *Siphonophycus robustum* Schopf – экз. ГИН РАН 431, шлиф 489-91, т. 47.

Одинарная масштабная линейка – 10 мкм, двойная – 50 мкм, для фиг. 5 - 7 масштаб проставлен на фиг. 5. Все экземпляры происходят из верхней пачки нижней подсвиты юस्ताхской свиты, р. Котуйкан в районе устья р. Джогджо.

такие как *Tetraphycus amplus* и *Gloeodiniopsis aff. gregaria*, также являются остатками хроококковых СЗВ, возможно, стадиями жизненного цикла или экологической изменчивости *Eogloeocapsa bella*. Кроме того, подобные глеокапсовидные колонии характерны и для рода *Mухососсоидес* (Knoll *et al.*, 1991).

Неоднозначна также ситуация с биологической интерпретацией и таксономической принадлежностью остатков, описанных как представители рода *Eomicrocystis*: *E. irregularis*, *E. elegans* и *E. parvulus* (Головенко, Белова, 1984; Якшин, 1991). Ранее МФ, имеющие подобный тип строения колонии, были описаны И. Зангом (Zhang, 1981) как род *Coniunctiophycus*. Поэтому ситуация с приоритетом *Coniunctiophycus* или *Eomicrocystis* примерно такая же, как и в случае с рассмотренными выше *Eogloeocapsa* и *Clonophycus*. В.К. Головенко и М.Ю. Белова интерпретировали обнаруженные колонии *E. irregularis* и *E. elegans* как остатки планктонных прокариотных водорослей, сходных с современной СЗВ *Microcystis*. Аналогичную интерпретацию ранее И. Занг предлагал для *Coniunctiophycus conglobatum* и *S. gaoyuzhuangense*, сравнивая описанные им формы с современными планктонными СЗВ *Microcystis*, *Coelosphaerium* или *Aphanotheca*. В котуйканской микробиоте колонии *Eomicrocystis* обычно ассоциируют с колониями *Eoentophysalis belcherensis*, совместная встречаемость отмечалась и И. Зангом для представителей *Coniunctiophycus* и *Eoentophysalis* в формации Гаюйчжуань. Поэтому нельзя исключить возможность того, что часть колонии сфероидов, отнесенных к роду *Eomicrocystis* или *Coniunctiophycus*, представляют собой фрагменты слоевищ *Eoentophysalis belcherensis*. Что касается интерпретации самих палмеллоидных колоний *Eoentophysalis belcherensis*, то она, как и в случае с *Siphonophycus robustum*, общепризнана, и данный вид сравнивают с современными энтофизалисовыми ЦБ рода *Entophysalis* (Golubic, Hofmann, 1976; Hofmann, 1976; Knoll, Golubic, 1979 и др.). При этом темно-коричневую окраску, наблюдаемую у большинства колоний энтофизалисовых цианобит в котуйканской и юсмастахской микробиотах, можно интерпретировать как остатки пигмента сцитонимина, который вырабатывается у современных цианобит в ответ на высокую интенсивность солнечного света (Golubic, Hofmann, 1976).

Интересны вариации морфологии колоний энтофизалисовых ЦБ, наблюдаемые в юсмастахской и котуйканской свитах. Кроме "классических" палмеллоидных колоний желваковидной формы, в которых сфероиды уложены в десятки рядов, наблюдаются и "выродившиеся" колонии из нескольких или даже одного ряда сфероидов. Иногда встречается расщепление ряда сфероидов в колониях последнего типа с образованием структур, напоминающих ветвящиеся нити некоторых стигонемовых СЗВ. Именно такая колония энто-

физалисовых ЦБ, по-видимому, и была принята М.С. Якшиным за нить с дихотомическим ветвлением и описана как новый род и вид *Tortiliphycus bifilamentosus* (Якшин, 1991), табл. XV, фиг. 3).

Достаточно сходны с родами *Eoentophysalis* и *Eomicrocystis* и колонии мелких коккоидных сфероидов, описанных М.С. Якшиным в котуйканской микробиоте как представители трех видов рода *Palaeoanacystis*: *P. vulgaris*, *P. parvicellularis* и *P. magnicellularis*. Род *Palaeoanacystis* достаточно широко используется в работах зарубежных исследователей, однако в ряде случаев колонии подобного типа характеризуют стадии жизненного цикла энтофизалисовых ЦБ (табл. II, фиг. 4). Что же касается валидности названных видов, то небольшие различия их размеров при сохранении морфологических особенностей оставляют этот вопрос открытым.

Среди коккоидных МФ котуйканской свиты несомненный интерес представляют и описанные М.С. Якшиным как различные представители рода *Phanerosphaerops* крупные сферические оболочки, содержащие внутри аморфные включения или колонии мелких сфероидов. Можно согласиться с отнесением к роду *Phanerosphaerops* формы, идентифицированной как *P. capitaneus*. Что касается четырех новых видов, отнесенных к этому роду (*P. polymorphus*, *P. tenuichlamis*, *P. magnicellularis* и *P. granicellularis*, а также *P. sp.*), то вызывает сомнение их родовая принадлежность, поскольку род *Phanerosphaerops* никаких колоний сфероидов внутри не содержит (Schopf, Blacic, 1971; Knoll, Calder, 1983; Knoll, 1984). Скорее эти виды можно отнести к роду *Xenosphaera Lei-ming* (Lei-Ming Yin, 1989), который сближается автором с некоторыми представителями зеленых водорослей. Вероятнее всего эти формы представляют остатки синезеленых ли зеленых планктонных водорослей. По-видимому, как стадии развития перечисленных выше форм следует рассматривать также *Tuberiphycus uniparietinus* и *T. biparietinus*.

Значительное количество таксонов коккоидных МФ, установленных М.С. Якшиным в котуйканской свите, в свете современных данных следует интерпретировать как стадии развития и разложения хроококковых одноклеточных СЗВ. К их разряду относятся представители рода *Zosterosphaera*, *Saryosphaeroides*, а также выделенного М.С. Якшиным рода *Bisphaera*. Предложение вернуться в диагнозе рода *Saryosphaeroides* к представлениям Дж.В. Шопфа 25-летней давности фактически игнорирует успехи в изучении процессов посмертных изменений и фоссилизации, являющихся одним из краеугольных камней в фундаменте современного подхода к интерпретации докембрийских МФ. Из-за сохранности материала вызывает сомнение и определение в котуйканской микробиоте *Globophycus rugosum*, *Archaeophycus venustus*, а также нового рода и вида *Bulbiphycus sectilis*.

Отдел Класс Порядок	Cyanophyta Hormogoniophyceae Oscillatoriales Nostocales Stigonematales	Класс Порядок	Chroococcophyceae Chroococcales Entophysalidales	Класс Отдел	Chamaesiphonophyceae Chlorophycophyta	Диаметр, мкм														
						1	2	3	5	10	20	30	50	100	300					
	Авторская интерпретация (И)																			
	Таксон встречен в свитах :	kt	us	И																
	Caudatiphycus sp. [18]	+		A	C															12 - 17
	Quaternatiphycus segmentatus [18]	+		A	C															33.6
	Quaternatiphycus sectorialis [18]	+		A	C															31.5
	Gloeodiniopsis aff. gragara		+	B	C															4 - 8.5
	Glomophycus tortilis [18]	+	+	B	SN															10 - 35 (3 - 4)
	Siphonophycus robustum [18]	+	+	B	NO															2 - 4.5
	Siphonophycus ex gr. robustum [18]	+		B	NO															4.5
	Siphonophycus sp.1 [18]	+		P	NO															3.5 - 5.5
	Siphonophycus sp.2 [18]	+		P	NO															8 - 16
	Siphonophycus sp. [2]	+	+	B	NO															
	Circumvaginalis elongatus syn. Siphonophycus ex gr. Kestron [18]	+	+	B	GH N															15 - 60
	Orculiphycus latus [18]	+		P	SNO															15 - 17
	Orculiphycus agnastus [18]	+		P	SNO															10 - 11
	Orculiphycus magnus [18]	+		P	SNO															10 - 19.5
	Filiconstrictosus magnus [18]	+		B	NO															15.5
	Filiconstrictosus ex gr. majusculus [18]	+		B	NO															7 - 9
	Veteronostocale sp.	+		B	NO															2 - 4
	Palaeolyngbya giganteus [18]	+		B	O															42 - 85
	Palaeolyngbya sp. [18]	+		B	O															34
	Cyanonema attenuata [18]	+		B	NO															2.5
	Oscillatoriopsis obtusa [18]	+		B	O															5.0 - 5.3
	Oscillatoriopsis sp. [18]	+		B	O															10 - 60
	Tortiliphycus bifilamentosus [18]	+		A	EC															5 - 6.5
	Curviphycus disarticulans [18]	+		A	N?															4 - 7
	Physophycus asimmetricus [18]	+		A																19 - 42
	Bisphaera plana [18]	+		П	C															41 - 45

Рис. 1. Синопис окремненных микрофоссилий котуйканской и юсмастахской свит Анабарского поднятия.

Слева приведено графическое изображение таксонов, в следующей графе – их название и ссылки на работы, где этот таксон был ранее описан: 2 – Головенко, Белова, 1984; 18 – Якшин, 1991. В следующих двух графах указано место находки данных видов микрофоссилий: kt – котуйканская свита, us – юсмастахская свита. Далее дается (графа “И”) авторская интерпретация таксонов, установленных в котуйканской и юсмастахской свитах: В – валидный таксон, Р – вызывает сомнения родовая принадлежность таксона, П – таксоны выделены на материале плохой сохранности, А – описанные таксоны представляют собой артефакты. В следующей, шестой по счету, графе приводится биологическая интерпретация установленных таксонов; в тех случаях, когда природа остатков МО не устанавливается однозначно, дается несколько возможных интерпретаций. В правой графе показаны размеры МФ в натуральнологарифмическом масштабе: диаметры клеток трихомов, диаметры сфероидов коккоидных МФ, а также диаметры оболочек вокруг нитей или колоний сфероидов. (В последнем случае в скобках указывается диаметр самих сфероидов или нитей.) Для МФ изометричной формы указаны размеры по двум параметрам. Литературный источник: [18] Якшин, 1991; [2] Головенко, Белова, 1984.

Остатки МО крайне плохой сохранности представляют собой и описанные как новые таксоны *Surviphycus disarticulans* и *Physophycus asymmetri-cus*. Первая форма является остатками каких-то нитчатых МО, сморщенных после гибели и распавшихся на куски. Вторая, возможно, является вторично спрессованными пустыми клетками или оболочками колоний клеток или даже остатками органического вещества, деформированного выросшими кристаллами гипса и доломита.

Остается рассмотреть обнаруженные в котуйканской микробиоте М.С. Якшиным и описанные им как новые таксоны весьма своеобразные формы, представляющие собой сфероиды с характерным "шипом" (*Caudatiphycus oblatas*, *C. dolichocaudatus* и *C. sp.*) или с "ножкой" (*Quaternatiphycus sectoralis* и *Q. segmentatis*). Автор данной статьи изучал подобные аномальные для докембрийских МФ морфотипы как в своей коллекции, так и в коллекции М.С. Якшина, с которой ему была любезно предоставлена возможность ознакомиться. В результате стало очевидно, что "ножка" у сфероидов представляет собой не что иное, как обрывки чехлов *Siphonophycus robustum*, прилипшие к коккоидным МФ, а "шип", описанный М.С. Якшиным как первичный признак, появляется при наложении сфероидов *Mucosocoides* на некоторые нитчатые или радиально-лучистые структуры. В подтверждение только что сказанного надо отметить, что в шлифах можно наблюдать все вариации в положении "шипа" от краевого до центрального. Таким образом, названные МФ "причудливой" морфологии из котуйканской микробиоты представляют собой артефакты.

Из анализа МФ котуйканской и юсмастахской свит становится очевидно, что разнообразие котуйканской микробиоты действительно велико, но сама она принципиально не отличается от других ассоциаций остатков МО рифейского возраста. Многие рода и виды, описанные в ее составе, представляют собой стадии развития или разложения других МО. Атипичные для докембрийских и прежде всего доверхнерифейских микробиот МФ с "шипиками" и "ножками", несомненно, представляют собой артефакты и должны быть исключены из состава котуйканской микробиоты.

ОСОБЕННОСТИ ФАЦИАЛЬНОГО ПОЛОЖЕНИЯ РИФЕЙСКИХ МИКРОБИОТ АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Фациальная интерпретация котуйканской микробиоты. Состав котуйканской микробиоты и особенности распределения остатков МО позволяет сделать предположения о ее фациальном положении. Для фациальной интерпретации пород котуйканской свиты интересен тот факт, что распределение рассмотренных выше таксонов в пределах содержащей их пачки доломитов с кремнями неоднородно и варьирует в

пределах нескольких метров разреза. На одном уровне присутствуют только трубчатые образования *Circumvaginalis elongatus*, а на другом встречаются только колонии *Eomicrocystis elegans* и палмеллоидные колонии *Eoentophysalis belcherensis*. Наиболее многочисленные и разнообразные таксоны МФ наблюдаются в окремненном столбчатопластовом строматолите, который может быть определен как *Omachtenia omachtensis* с низким рельефом наслоений. В депрессиях этого рельефа и вдоль наблюдаемых в постройке поверхностях мелких перерывов (размывов?) встречаются ориентированные вертикально трихомы *Filiconstrictus*, *Veteronostocale*, а также палмеллоидные колонии *Eoentophysalis belcherensis* и некоторые другие коккоидные МФ, имеющие здесь характерную темно-коричневую окраску. В микрослоистых участках строматолита наблюдается большое количество таких МФ, как *Mucosocoides grandis*, *Phanerosphaerops capitaneus*, *Eogloeocapsa bella*, *Eomicrocystis irregularis*, *E. elegans* и др., а также все перечисленные выше виды рода *Eosynechococcus* и разбросанные редкие чехлы *Siphonophycus*.

Для установления фациальной приуроченности котуйканской микробиоты интерес представляет в первую очередь присутствие в ее составе энтофизалисовых цианофит, современные представители которых обитают в нижней части литорали теплых гиперсоленых бассейнов, огражденных от открытого океана типа залива Шарк в Австралии или сабкх Персидского залива (Golubic, Hofmann, 1976). Большинство авторов предполагает подобные условия существования и для древних энтофизалисовых СЗВ, морфологически не отличающихся от современных. В котуйканской микробиоте энтофизалисовые палмеллоидные колонии отчетливо приурочены к поверхностям размыва в строматолитовых микроструктурах и окрашены в темно-коричневый цвет, который может рассматриваться как реакция на интенсивное солнечное облучение. По-видимому они росли в субаэральных условиях.

Вариации таксономического состава МФ в пределах нескольких метров разреза скорее всего свидетельствуют о динамичной смене условий осадконакопления. Высокое разнообразие остатков МО и наличие планктонных форм на многих уровнях свидетельствуют, очевидно, об осадконакоплении в условиях открыто-морского бассейна. Подобная динамика в смене фациальных обстановок характерна для многих докембрийских толщ, в частности, была установлена Э. Ноллем (Kroll et al., 1991) при изучении МФ из конгломератов Дракен Шпицбергена, в разрезе которых наблюдается смена остатков бентосных сообществ МО, живших на литорали, смешанными ассоциациями бентосных и несомненно планктонных форм, обитавших в пределах открыто-морской части бассейна. По-видимому, аналогичная интерпретация может быть применена и к котуйканской микро-

биоте, где вариации таксономического состава МФ отражают смену обстановок осадконакопления от литоральных до открыто-шельфовых. Наличие в составе котуйканской микробиоты последних и могло определить ее высокое таксономическое разнообразие, поскольку, в соответствии с гипотезой Э. Нолла, ископаемые сообщества МО, прежде всего планктонных, наиболее многочисленны и разнообразны в условиях открыто-морских бассейнов (Knoll, 1984).

Результаты фациальной интерпретации остатков МО котуйканской микробиоты и особенностей их распределения не противоречат полученным ранее литологическим данным об особенностях накопления толщ котуйканской свиты. Породы котуйканской свиты характеризуются многочисленными знаками ряби, кривой слоистостью, трещинами усыхания и другими текстурами, свидетельствующими о мелководном осадконакоплении в условиях динамичного бассейна. Проведенные литологические исследования позволили М.Н. Злобину и В.Я. Кабанькову (1970) прийти к заключению о существовании открыто-морских и лагунных обстановок во время накопления отложений котуйканской свиты. В целом, однако, необходимо более детальное и тщательное изучение литологических особенностей пород котуйканской свиты параллельно с исследованием содержащихся в них остатков МО.

Фациальная интерпретация юсмастахской микробиоты. Состав юсмастахской ассоциации МФ также позволяет сделать ряд выводов о ее фациальном положении. На мелководный характер ассоциации указывает наличие в ее составе эоэнтотфизалисовых цианобактерий *Eoentophysalis belcherensis*. Другие нитчатые и коккоидные МФ в юсмастахской микробиоте при их широком фациальном распространении наиболее характерны для достаточно мелководных условий обитания, и в целом комплекс МФ юсмастахской свиты можно интерпретировать как ассоциацию крайне мелководного бассейна, сравнимую с типичными микробиотами аналогичного фациального положения дорифейского и рифейского возраста (Hofmann, 1976; Hofmann, Schopf, 1983; Сергеев, Крылов, 1986; Сергеев, 1988).

Такая палеоэкологическая интерпретация обстановки накопления юсмастахских доломитов согласуется с литологическими особенностями ее пород, которые содержат глиптоморфозы по гипсу и галиту, знаки ряби и трещины усыхания, ранее позволившие сделать вывод о накоплении осадков в условиях мелководного засоленного бассейна (Злобин, Кабаньков, 1970). Вопрос о характере таких бассейнов остается до сих пор дискуссионным. Их интерпретируют или как сабкхи, или как мелководные бассейны, сравнимые с современными карбонатными болотами (маршами), распространенными по побережью Флориды, но только значительно больших размеров

(Крылов, Заварзин, 1988). В последнее время бассейны подобного типа получили более нейтральное название "амфибиальный ландшафт" – огромные пенеппенизированные области, залитые тонким слоем пресной или соленой воды. По-видимому, бассейн, в котором обитала юсмастахская микробиота, вполне подходит под определение "амфибиальный ландшафт".

В юсмастахской свите практически отсутствуют вариации таксономического состава МФ по разрезу, наблюдающиеся во многих докембрийских микробиотах (Knoll, 1984; Knoll *et al.*, 1991), в частности, в нижележащей котуйканской. Судя по всему, достаточно выдержанный состав юсмастахской микробиоты свидетельствует о стабильности условий обитания. Интересно, что особенности фоссиллизации некоторых юсмастахских МФ, по-видимому, позволяют говорить об относительно высокой скорости осадконакопления в бассейне. На это указывает значительно большая толщина слоев окремненных доломитов, разделяющих фоссиллизированные цианобактериальные маты, по отношению к толщине самих матов, а также положение чехлов *Siphonophycus robustum*, ориентированных во многих местах перпендикулярно или параллельно слоистости. Подобное расположение чехлов *Siphonophycus* крайне напоминает ориентацию нитей современной СЗВ *Scytonema myochraus* на мелководье Багамских островов, которые принимают вертикальное положение в ответ на высокую скорость осадконакопления (Monty, 1967). В этой связи интересно отметить, что к заключению о высокой скорости осадконакопления карбонатных толщ билляхской серии пришли также Б.Г. Покровский и В.И. Виноградов (1991) на основании установленного ими постоянства изотопного состава С и О по всему разрезу серии.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МФ БИЛЛЯХСКОЙ СЕРИИ

Переходя к рассмотрению возрастного значения юсмастахской и котуйканской микробиот, следует подчеркнуть, что их состав достаточно консервативен, и, как в большинстве других микробиот из прибрежно-мелководных толщ, в них доминируют нитчатые и коккоидные МФ широкого вертикального распространения *Siphonophycus*, *Eoentophysalis*, *Gloeodiniopsis* и др. По их присутствию юсмастахская и котуйканская микробиоты имеют несомненное сходство как с дорифейскими и нижнерифейскими микробиотами формаций Мак-Лири и Касегалик Канады (Hofmann, 1976), формаций Балбирини и Амелия Австралии (Hofmann, Schopf, 1983) и формации Гаоюйчжунань Китая (Zhang, 1981), так и с верхнерифейскими и среднерифейскими микробиотами авзянской и миньярской свит Урала (Сергеев, Крылов, 1986; Сергеев, 1988; и др.).

Своеобразие юсмастахской и котуйканской микробиотам придает наличие в их составе крупных эллипсоидных тел рода *Eosynschoecoccus*. Учитывая, что они представляют собой акинеты ностоковых СЗВ или остатки хроококковых СЗВ, сходных с *Synschoecoccus*, вполне вероятны их находки в более молодых отложениях. Тем не менее, в ископаемом состоянии в большом количестве и разнообразии крупные представители рода *Eosynschoecoccus* обнаружены только в юсмастахской и котуйканской свитах и в серии Дизмал-Лейкс Канады с возрастом более 1.2 млрд. лет (Horodyski, Donaldson, 1980). Сходство этих микробиот обусловлено, по-видимому, аналогичным их фаціальным положением, вероятной палеогеографической сближенностью и близким возрастом. Вполне возможно, что широкое распространение в достаточно узком возрастном интервале акинет СЗВ обусловлено определенными глобальными фаціальными особенностями, сложившимися в бассейнах в это время. Принимая эту гипотезу как рабочую, можно сказать, что в целом возраст ассоциаций МФ из котуйканской свиты и нижней подсвиты юсмастахской свиты, по-видимому, следует оценивать как нижне-среднерифейский, что согласуется с данными по изотопному возрасту и строматолитам.

Следует отметить, что котуйканская микробиота в связи со своей разнообразной фаціальностью имеет определенное сходство с некоторыми ассоциациями как органостенных, так и окремненных МФ верхнерифейского возраста. Это сходство определяется наличием в ее составе многочисленных трихомов гормонониевых ЦБ, многие из которых достигают весьма значительных размеров (до 85 мкм в диаметре). Из окремненных микробиот с котуйканской ассоциацией несомненное сходство имеет микробиота формации Биттер-Спрингс Австралии, на что ранее указал М.С. Якшин (Schopf, 1968; Schopf, Blacic, 1971), а из органостенных – микробиоты лахандинской и мироедихинской свит Сибири (Янкаускас и др., 1989).

Для оценки возраста отложений билляхской серии несомненный интерес представляют и остатки органостенных МФ, о которых кратко говорилось в начале статьи. Ассоциации органостенных МФ “верхнерифейского” облика были обнаружены и описаны А.Ф. Вейсом и Н.Г. Воробьевой как в котуйканской, так и в подстилающей ее усть-ильинской свите (Вейс, Воробьева, 1992). Кроме типичных для нижнерифейского уровня мелких сферических оболочек *Leiosphaeridia* и чехлов *Siphonophycus*, здесь были обнаружены крупные (до 400 мкм в диаметре) акритархи *Chuaqia circularis*, спирально-завитые нити *Heliconeta*, ветвящиеся талломы, а также многочисленные остатки гормонониевых СЗВ, которые долгое время считались “руководящими” для отложений верхнего рифея. Следует заметить, что находки аналогичных

крупных сферических и нитчатых МФ в последнее время сделаны в дорифейских и нижнерифейских отложениях Америки, Австралии и Китая; эти находки подробно рассмотрены в вышеупомянутой статье А.Ф. Вейса и Н.Г. Воробьевой (1992). В то же время в котуйканской и усть-ильинской микробиотах не найдены формы, пока известные только в верхнерифейских отложениях и прежде всего акантоморфные акритархи рода *Trachyhustrichosphaera* Timofeev et Hermann. Поэтому, с моей точки зрения, не существует противоречий между составом ассоциаций МФ, комплексами строматолитов, онколитов и изотопно-геохронологическими данными о раннерифейском возрасте котуйканской свиты. Высокое таксономическое разнообразие и крупные размеры МФ как в котуйканской, так и в усть-ильинской свитах связаны с какими-то определенными благоприятными условиями, существовавшими в это время.

Ниже приводится описание нового рода и вида *Circumvaginalis elongatus* gen. et sp. nov. Поскольку точную биологическую принадлежность этого вида нельзя считать доказанной, в статье не используются таксономические категории надродового ранга. Все МФ изучались по стандартной методике в петрографических шлифах в проходящем свете. Положение остатков МО в шлифе фиксировалось при помощи точек на полоске бумаги, прикрепленной к краю шлифа. Фотографирование проводилось на пленку МИКРАТ-300 с использованием масляной и водяной иммерсии на микроскопе МБИ-15у. Весь описанный материал хранится в ГИН РАН, коллекция № 4689.

РОД *CIRCUMVAGINALIS* SERGEEV, GEN. NOV.

Название рода от *circum* лат. – вокруг, кругом, около и *vaginalis* лат. – ножны.

Типовой вид – *C. elongatus* sp. nov.

Диагноз. Полые трубчатые образования с редким боковым ветвлением, состоящие из вложенных друг в друга удлинено-воронковидных сегментов. На концах сегменты имеют характерные кольцеобразные утолщения, охватывающие воронку. Трубчатые образования обычно встречаются колониями из нескольких десятков экземпляров или отдельными экземплярами.

Видовой состав. Типовой вид.

Сравнение. От наиболее близких родов *Siphonophycus* Schopf, 1968, *Palaeosiphonella* Licari, 1978, и *Ramivaginalis* Nyberg et Schopf, 1984, отличается принципиально иным строением трубчатого образования, состоящего из вложенных друг в друга удлиненных воронковидных сегментов с кольцевидными утолщениями на концах. От последнего рода отличается также отсутствием дихотомического ветвления.

Замечание. Значительное сходство с родом *Circumvaginalis* демонстрируют обызвествленные

образования рода *Proaulopora* Vologdin, также состоящие из “члеников, расширяющихся к концам за счет утолщения стенки” (Рейтлингер, 1959). Однако кремненные и известковистые МФ в целом трудно поддаются сравнению в связи с разной формой сохранности (исключение составляют лишь некоторые таксоны, например *Obruchevella*). Формально отличия *Circumvaginalis* от *Proaulopora* можно свести к значительной большей толщине стенки и полному отсутствию ветвлений у второго рода.

CIRCUMVAGINALIS ELONGATUS SERGEEV SP. NOV.

Табл. I, фиг. 1 - 4

Siphonophycus ex gr. *kestron*: Якшин, 1991, стр. 34, табл. XII, фиг. 4.

Название вида. *elongatus* лат. – удлиненный.

Голотип – ГИН РАН, колл. № 4689, шлиф 471-90, т. 14; Анабарское поднятие, р. Котуйкан в 12 км выше устья р. Неколюх.

Описание. Полые трубчатые образования, состоящие из удлиненно-воронковидных сегментов, вложенных один в другой, и заканчивающиеся кольцами. У некоторых экземпляров наблюдается боковое ветвление в виде коротких трубчатых отростков, имеющих несколько меньший диаметр, чем центральный сегмент, и свободно открывающийся в его полость. Окраска трубчатых образований темно-желтая, кольцевые расширения на концах воронковидных сегментов имеют темно-коричневый цвет, резко выделяясь на общем фоне. Поверхность сегментов гладкая или ребристая, гофрированная; боковая стенка тонкозернистая, прозрачная, толщиной 0.5 - 1.0 мкм, в кольцевидных утолщениях аморфная, непрозрачная, толщиной 2.0 - 4.0 мкм. Какие-либо поперечные перегородки или остатки трихомов внутри трубчатых образований не обнаружены. Диаметр воронковидных сегментов изменяется от 28 до 60 мкм, максимальная длина нитевидных структур достигает примерно 1000 мкм.

Трубчатые образования *S. elongatus* образуют дерновинки из половоизогнутых и переплетенных экземпляров в количестве от нескольких единиц до нескольких десятков; высота таких колоний составляет первые десятки и сотни мкм, длина – первые десятки миллиметров, причем колонии протягиваются через весь шлиф.

Замечания. Сохранившиеся дерновинки явно представляют собой остатки матов и таким образом *S. elongatus* несомненно является матоформирующей формой. Как уже отмечалось, *S. elongatus* имеет некоторое сходство с современной СЗВ *Chamaesiphon fuscus* (Еленкин, 1938), отличаясь от него меньшими размерами и горизонтальной ориентировкой нитчатых структур.

Материал. Несколько сотен трубчатых образований, образующих десятки матовидных колоний в 15 шлифах, изготовленных из одного образца котуйканской свиты, и несколько экземпляров из юсмастахской свиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Головенко В.К., Белова М.Ю. Рифейские микробиоты в кремнях из билляхской серии Анабарского поднятия // Палеонтол. жур. 1984. № 4. С. 23 - 32.

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.

Еленкин А.А. Синезеленые водоросли СССР. М. - Л.: Изд-во АН СССР, 1938. Вып. 1. 984 с.

Журавлева Э.А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1964. 75 с.

Злобин М.Н., Голованов Н.П. Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 6 - 21.

Злобин М.Н., Кабаньков В.Я. Литологическая характеристика верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 21 - 57.

Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.

Крылов И.Н., Заварзин Г.А. Условия образования карбонатных толщ в верхнем рифее Южного Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 5. С. 1223 - 1225.

Крылов И.Н., Нужнов С.В., Шаповалова И.Г. О строматолитовых комплексах среднего рифея // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181. № 2. С. 426 - 429.

Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 237 с.

Рейтлингер Е.А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематики древних толщ Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 62 с.

Покровский Б.Г., Виноградов В.Н. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245 - 1250.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 223 с.

Сергеев В.Н. Окременные микрофоссилии в стратотипе среднего рифея на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 708 - 710.

Сергеев В.Н., Крылов И.Н. Микрофоссилии миньярской свиты Урала // Палеонтол. жур. 1986. № 1. С. 84 - 95.

- Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Якшин М.С.* Водорослевая микробиота нижнего рифея Анабарского поднятия (котуйканская свита). Новосибирск: Наука, 1991. 60 с.
- Янкаускас Т.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С. и др.* Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Golubic S.* Organisms that build stromatolites // *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam. 1976. P. 113 - 126.
- Golubic S., Hofmann H.J.* Comparison of Holocene and mid-Precambrian Entophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation // *J. Paleontol.* 1976. V. 59. N. 6. P. 1074 - 1082.
- Hofmann H.J.* Precambrian microflora, Belcher Islands, Canada: significance and systematics // *J. Paleontol.* 1976. V. 50. N. 6. P. 1040 - 1073.
- Hofmann H.J., Jinbiao O.C.* Carbonaceous megafossils from the Precambrian (1800 Ma) near Jixian, northern China // *Can. J. Earth Sci.* 1981. V. 18. N. 3. P. 443 - 447.
- Hofmann H.J., Schopf J.W.* Early Proterozoic microfossils Earth's Earliest Biosphere: its origin and evolution. Princeton, New Jersey. 1983. 360 p.
- Horodyski R.J., Donaldson S.A.* Microfossils from the Middle Proterozoic Dismal Lakes Group, Arctic Canada // *Precamb. Res.* 1980. V. 11. P. 125 - 159.
- Knoll A.H.* Microbiotas of the Late Precambrian Hunnberg Formation, Ny Friesland, Svalbard // *J. Paleontol.* 1984. V. 56. N. 3. P. 755 - 790.
- Knoll A.H., Celder S.* Microbiotas of the Late Precambrian Rysso Formation, Nordaustlandet, Svalbard // *Palaeontology*. 1983. V. 26. Pt. 3. P. 467 - 496.
- Knoll A.H., Golubic S.* Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // *Precamb. Res.* 1979. V. 10. P. 115 - 151.
- Knoll A.H., Swett K., Mark J.* Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat/lagoonal complex: the Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen // *J. Paleontol.* 1991. V. 65. N. 4. P. 531 - 570.
- Lei-Ming Yin.* Microbiotas of Latest Precambrian sequences in China // *Precambrian - Cambrian boundary*. Nanjing, Nanjing University Publishing House. 1989. P. 415 - 523.
- Monty C.L.V.* Distribution and structure of Recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas // *Annal. Soc. Geol. Belgique*. 1967. T. 90. N. 1 - 3. P. 55 - 100.
- Oehler D.Z.* Microflora of the middle Proterozoic Balbirini Dolomite (McArthur Group) of Australia // *Alcheringa*. 1978. V. 2. P. 269 - 309.
- Peat C.J., Muir M.D., Plumb K.A., McKirdy D.M., Norvick M.S.* Proterozoic microfossils from the Roper group, Northern Territory, Australia // *BMR J. Austral. Geol. and Geophys.* 1978. V. 3. N. 1. P. 1 - 17.
- Schopf J.W.* Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia // *J. Paleontol.* 1968. V. 42. N. 3. P. 651 - 688.
- Schopf J.W., Blacic J.M.* New microorganisms from the Bitter Springs Formation (Late Precambrian) of the North-Central Amadeus Basin, Australia // *J. Paleontol.* 1971. V. 45. N. 6. P. 925 - 960.
- Zhang Y.* Proterozoic stromatolite microfloras of the Gaoyuzhuang Formation (Early Sinian: Riphean), Hebei, China // *J. Paleontol.* 1981. V. 55. N. 3. P. 485 - 506.



Эволюция биосферы

УДК [56/112:552.553]:551:72(571.5)

МИКРОФОССИЛИИ В КРЕМНЯХ ИЗ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

© 1993 г. В. К. Головенко, М. Ю. Белова

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

Поступила в редакцию 05.02.91 г.

Приводятся данные по систематическому составу микрофоссилий, установленных в кремнях из карбонатных толщ рифея, их вертикальному и площадному распространению. Наиболее богатая сухотунгуская ассоциация микрофоссилий сравнивается с позднерифейскими микробиотами других регионов. Охарактеризованы особенности кремней, влияющие на степень сохранности органических остатков, а также различные стадии развития и посмертной деградации колониальных хроококковых водорослей.

Рифейские отложения Туруханского поднятия являются весьма благоприятным объектом для изучения древних микрофоссилий. Прекрасно обнаженные разрезы по правым притокам р. Енисея (отчасти и по его правому берегу) позволяют изучить литологические особенности толщ и произвести детальное опробование пород на микрофоссилии по всей площади поднятия и по всему объему развитых здесь отложений, общая мощность которых составляет 3800 - 4000 м. К настоящему времени в этом районе уже установлены как органостенные микрофоссилии в терригенных породах (Тимофеев, 1969; Герман, 1981; Вейс, 1988; и др.), так и минерализованные остатки микроорганизмов в темных тонкозернистых кремнях (Schopf *et al.*, 1977; Mendelson, Schopf, 1982; Шенфиль, 1983; Сергеев, 1986), что дает возможность провести их сравнительное изучение. В карбонатных отложениях на многих уровнях присутствуют строматолиты, являющиеся объектом самостоятельных исследований (Семихатов, 1962; Серебряков, 1975). Среди них есть и окремненные разновидности, что позволяет изучать состав содержащихся в них микрофоссилий. Предлагаемая статья посвящена результатам проведенного нами изучения микрофоссилий в стяжениях темных кремней, развитых среди карбонатных пород рифейских отложений Туруханского поднятия.

Верхнепротерозойские (рифейские и вендские) отложения слагают на Туруханском поднятии несколько тектонических блоков субмеридионального простирания и прослеживаются по правобережью р. Енисея в виде полосы шириной до 25 - 30 км и протяженностью около 120 - 130 км

от бассейна р. Сухой Тунгуски на юге до бассейна р. Большой Шорихи на севере. Рифейские отложения расчленяются на ряд свит (рис. 1). У разных исследователей эти свиты носят разные названия (Драгунов, 1963; Серебряков, 1975; Козлов, 1981), но объем их понимается более или менее однозначно. В некоторых схемах выше туруханской свиты выделяются речкинская и дурномысская, развитые в небольшом тектоническом блоке в низовьях р. Нижней Тунгуски. Однако стратиграфическая самостоятельность этих свит справедливо ставится под сомнение и их считают аналогами пограничных горизонтов буровой и шорихинской свит (Комар, Серебряков, 1969; Серебряков, 1975), либо мироедихинской и туруханской свит (Козлов, 1981).

К венду в Туруханском районе обычно относят только платоновскую свиту, но В.И. Драгунов (1963) полагает, что в состав венда следует включить и нижнюю часть костинской свиты (так называемую аполлоновскую подсвиту), которая другими исследователями относится к нижнему кембрию.

Из всех свит только самая нижняя – стрельногорская – почти целиком представлена терригенными отложениями – песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Все остальные свиты сложены разнообразными карбонатными породами – известняками, доломитами, мергелями, среди которых терригенные отложения присутствуют в резко подчиненных количествах, за исключением мироедихинской свиты, в составе которой они играют заметную роль. На разных уровнях в карбонатных породах развиты стяжения кремней,

виться на некоторых особенностях самих кремней. Эти особенности во многом определяют степень сохранности и количество микрофоссилий в кремнях (Головенко, 1989), но обычно специально не рассматриваются в отечественной палеонтологической литературе.

Характеристику кремней начнем с сухотунгуской свиты, в которой они изучены более детально. В стратотипическом разрезе по р. Сухой Тунгуске В.И. Драгунов (1963) расчленяет свиту на две подсвиты: нижнюю – существенно известняковую (175 м) и верхнюю – доломитовую (до 390 м). Такое двучленное строение свиты сохраняется в нижнем течении р. Нижней Тунгуски и в бассейне р. Малой Шорихи, но мощность известняков в ее составе уменьшается соответственно до 140 и 100 - 110 м. В более восточных и северных районах свита сложена почти исключительно доломитами. На подсвиты она расчленяется весьма условно или практически не расчленяется. Известняки в ее составе если и присутствуют, то в незначительном количестве. Тем не менее во всех разрезах морфологические особенности и характер вертикального распределения кремней имеют определенные черты сходства, хотя в известняках количество их меньше, чем в доломитах.

В нижней части свиты кремни представлены маломощными (2 - 5 см) и короткими (до 15 - 20 см) линзами серого и темно-серого до черного с коричневатым оттенком цвета, рассеянными по всей массе пород или приуроченными к отдельным пластовым поверхностям. Часто это даже не чистые кремни, а в различной мере окремненные известняки и доломиты, в которых количество кремнезема колеблется от 20 - 30 до 70 - 80%. Представлен он тонкозернистым кварцем, трудно различимым на фоне такой же тонкозернистой карбонатной массы с высоким двупреломлением. В кремнях этого типа микрофоссилии не обнаружены.

Вверх по разрезам количество и размеры кремней увеличиваются. Иногда они насыщают отдельные прослои мощностью до 0.8 - 1.0 м. Слоистость вмещающих пород, как правило, огибают стяжения вдоль их нижней и верхней поверхности и пересекают в центральной (осевой) части, прослеживаясь внутри стяжений. Отдельные слои в них могут быть целиком сложены тонкозернистым кварцем, а другие – лишь в различной мере окремнены. Внутри линзовидных стяжений мощность слоев в 1.5 - 2 раза больше мощности тех же слоев во вмещающей породе. Эти особенности указывают на то, что стяжения формировались еще в стадию диагенеза. Микрофоссилии в них встречаются, но в небольшом количестве образцов, относящихся к верхней части нижней подсвиты.

В верхней подсвите количество кремней резко возрастает, а форма их проявления становится более разнообразной. Часто можно видеть отдельные пачки коричневатых слоистых до-

ломитов мощностью от 3 - 5 до 10 - 15 м, в которых кремни представлены протяженными линзами и линзовидными прослоями, кулисообразно надстраиваемыми друг друга и слагающими до 10 - 15% всего объема пород. Мощность линз и прослоев достигает в “раздувах” 5 - 7 см и более, а прослеживаются они на многие метры в пределах всего обнажения. Эти кремни характеризуются очень темным (черным, но всегда с коричневатым оттенком) цветом, раковистым изломом и стекловатым или смолистым блеском на свежем сколе. Под микроскопом в них, как правило, видна тонкая, но неровная струйчатая слоистость. Во многих случаях отмечается мелкообломочная (т.н. “интракластовая”) и обломочно-оолитовая структура¹. Кремни обычно сложены очень тонкозернистым кварцем и халцедоном, образующим волокнистые агрегаты в виде мелких розеток. В слоистых кремнях могут сохраняться отдельные слои, сложенные тонкозернистыми реликтовыми карбонатами. Присутствуют также вторичные по отношению к кремнезему ромбодры доломита и кальцита и в различной мере окисленные сульфиды (пирит). Для кремней с обломочно-оолитовой и интракластовой структурами очень характерны мелкие неправильные пустотки, стенки которых выполнены фестончатыми выделениями радиально-лучистого халцедона, а центральная часть – мелко- и среднезернистым кварцем.

Стяжения кремней в значительном количестве встречаются и в интервалах между сильно окремненными слоистыми пачками. Форма стяжений здесь линзовидная, “караваеобразная” (с плоской нижней и выпуклой верхней поверхностями), “лепешковидная” (с двумя плоскими поверхностями), эллипсоидальная или почти шаровидная. Конкреции могут сливаться друг с другом по горизонтали или вертикали, образуя стяжения причудливой формы.

Изучение вещественного состава, структурно-текстурных особенностей слоистых кремней и их взаимоотношений с вмещающими породами показывает, что по времени возникновения они являются раннедиагенетическими. Послойно-линзовидная, а не желваковая форма выделения свидетельствует о том, что образование кремней происходило в еще не затвердевших карбонатных осадках и определялось физическими свойствами последних – пористостью, проницаемостью и т.д. В верхней части свиты по р. Нижней Тунгуске в 35 - 37 км выше п. Туруханска встречаются мощные (до 30 - 40 см) короткие неправильные явные эпигенетические линзы, сложенные молочно-бе-

¹ Кремни с интракластовой структурой были детально описаны в работе К. Мендельсона и Дж. Шопфа (Mendelson Schopf, 1982), но они являются, хотя и распространенным но далеко не единственным типом кремней в сухотунгуской и шорихинской свитах.

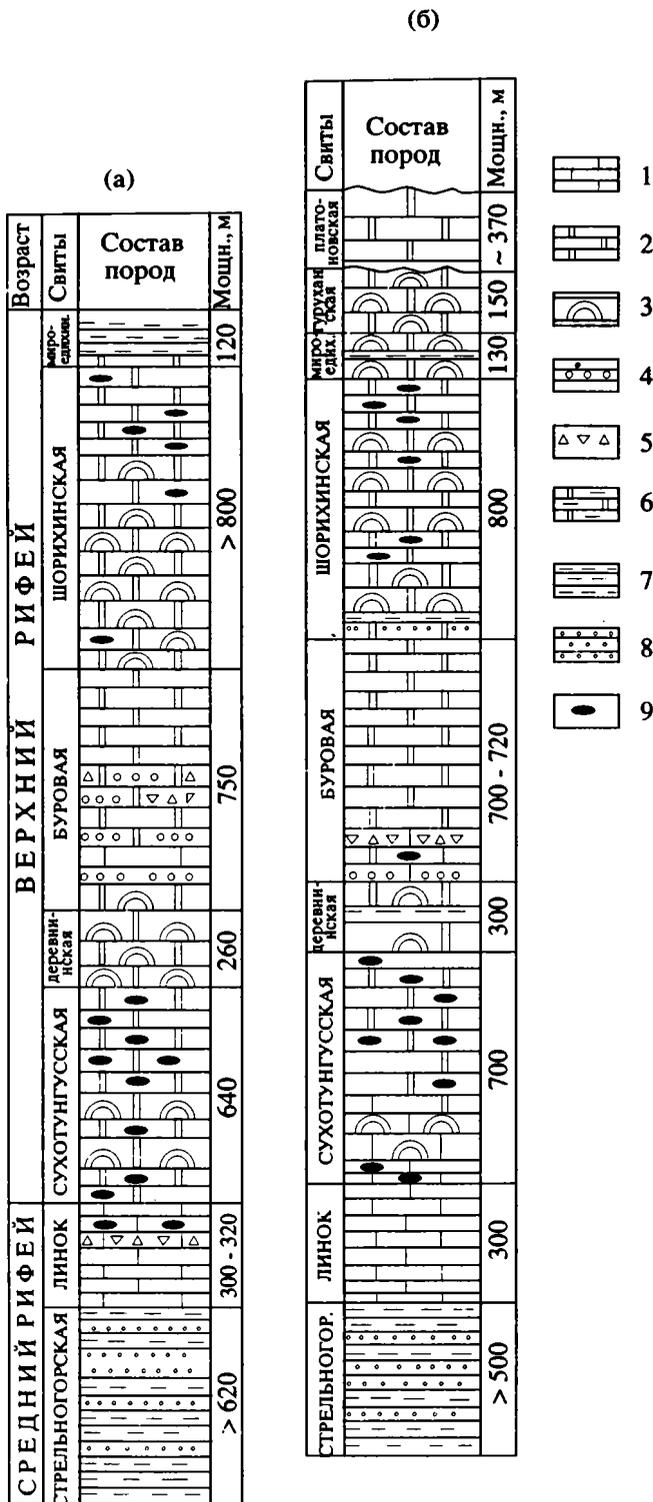


Рис. 1. Сводные литолого-стратиграфические колонки верхнепротерозойских отложений Туруханского поднятия:

(а) – р. Каменная, (б) – р. Нижняя Тунгуска.

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – строматолиты; 4 – оолиты (онколиты); 5 – конглобрекчии; 6 – глинистые доломиты; 7 – аргиллиты; 8 – песчаники; 9 – стяжения кремней.

количество и облик которых в отдельных свитах неодинаковы. На их характеристике ниже мы остановимся особо.

Микрофоссилии в кремнях Туруханского поднятия впервые были установлены Дж. Шопфом в сухотунгусской и шорихинской свитах (Schopf *et al.*, 1977). В его распоряжении было очень небольшое количество образцов из коллекции Б.Б. Назарова: три из сухотунгусской и один из шорихинской свиты. Тем не менее при изучении шлифов, благодаря обилию органических остатков в этих образцах, К. Мендельсон и Дж. Шопф (Mendelson, Schopf, 1982) описали в них 15 различных категорий микрофоссилий, из которых 5 форм были определены до вида. Несколько позже В.Ю. Шенфильд (1983) отметил полые трубчатые нити в кремнях из нижней части свиты буровой, а В.Н. Сергеев (1984) описал коккоидные и нитевидные микрофоссилии, выявленные им в шлифах из окремнелых столбчатых строматолитов шорихинской свиты.

В 1981, 1984 и 1987 годах нами с целью поисков и отбора кремней для микропалеонтологических исследований было проведено изучение карбонатных толщ практически по всей территории Туруханского поднятия. В 1981 и 1984 годах проделаны маршруты по реке Сухой Тунгуске выше устья р. Таборной, по среднему течению и в приустьевой части р. Мироедихи, по правому берегу р. Енисея выше и ниже ручья Каменного, по р. Нижней Тунгуске от Стрельных гор до устья, в верхнем течении р. Малой Шорихи, по рекам Большой Шорихи и Каменной. В 1987 г. по двум последним рекам были дополнительно изучены разрезы и проведен массовый отбор образцов кремней из сухотунгусской и шорихинской свит. В процессе этих работ кремни были выявлены во всех карбонатных свитах, кроме мироедихинской и туруханской.

Наибольшее количество кремней приурочено к разрезам сухотунгусской и шорихинской свит, в меньшей мере они развиты в карбонатных породах свит линок, деревнинской, буровой, платоновской и костинской. Всего по перечисленным свитам было отобрано 1230 образцов кремней, из них, как показали микроскопические исследования, около 230 содержат микрофоссилии. Микрофоссилии установлены в четырех свитах – линок, сухотунгусской, буровой и шорихинской. Остатки микроорганизмов в кремнях сухотунгусской свиты отличаются обилием, таксономическим разнообразием, хорошей сохранностью и выявлены во всех изученных разрезах этой свиты. В кремнях из шорихинской свиты комплекс микрофоссилий по количеству и по видовому составу значительно беднее, а в свитах линок и буровой они встречаются лишь в единичных образцах и в незначительном количестве.

Прежде чем перейти к рассмотрению микрофоссилий, необходимо хотя бы вкратце остано-

виться на некоторых особенностях самих кремней. Эти особенности во многом определяют степень сохранности и количество микрофоссилий в кремнях (Головенок, 1989), но обычно специально не рассматриваются в отечественной палеонтологической литературе.

Характеристику кремней начнем с сухотунгуской свиты, в которой они изучены более детально. В стратотипическом разрезе по р. Сухой Тунгуске В.И. Драгунов (1963) расчленяет свиту на две подсвиты: нижнюю – существенно известняковую (175 м) и верхнюю – доломитовую (до 390 м). Такое двучленное строение свиты сохраняется в нижнем течении р. Нижней Тунгуски и в бассейне р. Малой Шорихи, но мощность известняков в ее составе уменьшается соответственно до 140 и 100 - 110 м. В более восточных и северных районах свита сложена почти исключительно доломитами. На подсвиты она расчленяется весьма условно или практически не расчленяется. Известняки в ее составе если и присутствуют, то в незначительном количестве. Тем не менее во всех разрезах морфологические особенности и характер вертикального распределения кремней имеют определенные черты сходства, хотя в известняках количество их меньше, чем в доломитах.

В нижней части свиты кремни представлены маломощными (2 - 5 см) и короткими (до 15 - 20 см) линзами серого и темно-серого до черного с коричневатым оттенком цвета, рассеянными по всей массе пород или приуроченными к отдельным пластовым поверхностям. Часто это даже не чистые кремни, а в различной мере окремненные известняки и доломиты, в которых количество кремнезема колеблется от 20 - 30 до 70 - 80%. Представлен он тонкозернистым кварцем, трудно различимым на фоне такой же тонкозернистой карбонатной массы с высоким двупреломлением. В кремнях этого типа микрофоссилии не обнаружены.

Вверх по разрезам количество и размеры кремней увеличиваются. Иногда они насыщают отдельные прослои мощностью до 0.8 - 1.0 м. Слоистость вмещающих пород, как правило, огибают стяжения вдоль их нижней и верхней поверхности и пересекают в центральной (осевой) части, прослеживаясь внутри стяжений. Отдельные слойки в них могут быть целиком сложены тонкозернистым кварцем, а другие – лишь в различной мере окремнены. Внутри линзовидных стяжений мощность слойков в 1.5 - 2 раза больше мощности тех же слойков во вмещающей породе. Эти особенности указывают на то, что стяжения формировались еще в стадию диагенеза. Микрофоссилии в них встречаются, но в небольшом количестве образцов, относящихся к верхней части нижней подсвиты.

В верхней подсвите количество кремней резко возрастает, а форма их проявления становится более разнообразной. Часто можно видеть отдельные пачки коричневатых слоистых до-

ломитов мощностью от 3 - 5 до 10 - 15 м, в которых кремни представлены протяженными линзами и линзовидными прослоями, кулисообразно надстраиваемыми друг друга и слагающими до 10 - 15% всего объема пород. Мощность линз и прослоев достигает в “раздувах” 5 - 7 см и более, а прослеживаются они на многие метры в пределах всего обнажения. Эти кремни характеризуются очень темным (черным, но всегда с коричневатым оттенком) цветом, раковистым изломом и стекловатым или смолистым блеском на свежем сколе. Под микроскопом в них, как правило, видна тонкая, но неровная струйчатая слоистость. Во многих случаях отмечается мелкообломочная (т.н. “интракластовая”) и обломочно-оолитовая структура¹. Кремни обычно сложены очень тонкозернистым кварцем и халцедоном, образующим волокнистые агрегаты в виде мелких розеток. В слоистых кремнях могут сохраняться отдельные слойки, сложенные тонкозернистыми реликтовыми карбонатами. Присутствуют также вторичные по отношению к кремнезему ромбоэдри доломита и кальцита и в различной мере окисленные сульфиды (пирит). Для кремней с обломочно-оолитовой и интракластовой структурами очень характерны мелкие неправильные пустотки, стенки которых выполнены фестончатыми выделениями радиально-лучистого халцедона, а центральная часть – мелко- и среднезернистым кварцем.

Стяжения кремней в значительном количестве встречаются и в интервалах между сильно окремненными слоистыми пачками. Форма стяжений здесь линзовидная, “караваеобразная” (с плоской нижней и выпуклой верхней поверхностями), “лепешковидная” (с двумя плоскими поверхностями), эллипсоидальная или почти шаровидная. Конкреции могут сливаться друг с другом по горизонтали или вертикали, образуя стяжения причудливой формы.

Изучение вещественного состава, структурно-текстурных особенностей слоистых кремней и их взаимоотношений с вмещающими породами показывает, что по времени возникновения они являются раннедиагенетическими. Послойно-линзовидная, а не желваковая форма выделения свидетельствует о том, что образование кремней происходило в еще не затвердевших карбонатных осадках и определялось физическими свойствами последних – пористостью, проницаемостью и т.д. В верхней части свиты по р. Нижней Тунгуске в 35 - 37 км выше п. Туруханска встречаются мощные (до 30 - 40 см) короткие неправильные явно эпигенетические линзы, сложенные молочно-бе-

¹ Кремни с интракластовой структурой были детально описаны в работе К. Мендельсона и Дж. Шопфа (Mendelson, Schopf, 1982), но они являются, хотя и распространенным, но далеко не единственным типом кремней в сухотунгуской и шорихинской свитах.

лым кварцем. Эти линзы секут темные слоистые кремни, что также свидетельствует о более раннем происхождении последних. Темные слоистые кремни являются наиболее благоприятными для поисков микрофоссилий, которые в них отличаются хорошей сохранностью, весьма обильны и разнообразны по систематическому составу и встречаются на многих уровнях средней и верхней частей сухотунгусской свиты. В некоторых разрезах (в верхней части) наблюдается уменьшение количества и кремней, и микрофоссилий.

В шорихинской свите кремни встречаются только в верхней ее части. На этом основании В.И. Драгунов (1963) расчленяет ее на две подсвиты. Кремни шорихинской свиты во многом сходны с сухотунгусскими, но среди них более широко развиты стяжения в виде достаточно мощных (до 10 - 12 см) коротких линз, хотя есть и маломощные (1.5 - 2.5 см) пачки плитчатых доломитов, насыщенные линзовидными прослоями коричневатых-черных кремней. В них содержится значительное количество микрофоссилий. По р. Нижней Тунгуске в 9 - 10 км выше п. Туруханска отмечается пачка до 40 м мощности, в которой на разных уровнях видны горизонты с короткостолбчатыми строматолитами. В них также развиты линзы коричневатых-черных кремней, содержащих микрофоссилии. В кровле свиты количество кремней уменьшается, появляются крупные неправильные тела эпигенетического происхождения.

В свитах линок, деревнинской и буровой кремни редки. В свите линок они развиты в самой верхней ее части и представлены редкими и маломощными (не более 3 - 5 см) короткими линзами коричневатых-серых кремней, сходных с сухотунгусскими. Микрофоссилии обнаружены только в одном из образцов, отобранных в бассейне р. Каменной. В деревнинской свите кремни в виде тонких (1 - 1.5 см) линз и линзовидных прослоев серого и темно-серого цвета установлены в разрезе по р. Мироедихе-2-ой. Это скорее не кремни, а в различной мере окремнелые доломиты. Микрофоссилий они не содержат. В свите буровой кремни развиты в нижней части разреза, расположенного на левом берегу р. Нижней Тунгуски в 2.5 км ниже урочища Ильюшкина пещера. Здесь в пачке мощностью 30 - 35 м отмечается не менее четырех уровней, к которым приурочены вытянутые (до 0.8 - 1.0 м) линзы мощностью от 3 - 4 до 10 - 12 см коричневатых-черных кремней сухотунгусского типа с раковистым изломом и стекловатым блеском на свежем сколе. В шлифах из двух образцов были установлены микрофоссилии.

В платоновской и костинской свитах развиты лишь мелкие рассеянные линзы и желваки эллипсоидальной формы светлых тонкозернистых кремней. Стяжения часто характеризуются хорошо выраженной концентрической зональностью и резкими ограничениями. В некоторых шлифах кремней из платоновской свиты по р. Сухой Тун-

гуске, ниже ручья Бечевник, видны полностью замещенные кварцем или халцедоном агрегаты призматических или тонкошестоватых кристаллов гипса. Все эти особенности свидетельствуют о позднем, эпигенетическом образовании кремней. Микрофоссилии в них не обнаружены.

Как видно из приведенных данных, сухотунгусская свита отличается от других карбонатных свит не только наибольшим количеством кремней в ее составе, но и тем, что среди них более широко развиты коричневатых-черные слоистые кремни диагенетического происхождения. По-видимому, именно этим, в первую очередь, и определяется обилие, хорошая сохранность и разнообразие микрофоссилий в сухотунгусской свите, хотя и экологические факторы также, вероятно, сказывались на их составе. К. Мендельсон и Дж. Шопф (Mendelson, Schopf, 1982) выделили в кремнях Туруханского поднятия 15 категорий микрофоссилий, из которых только пять были описаны до вида - *Eomycetopsis robusta* (Schopf) Knoll et Golubic, *Oscillatoripsis media* Mendelson et Schopf, *Gloeodiniopsis lamellosa* Schopf, *Eosynechococcus medius* Hofmann, *Eoentophysalis arcata* Mendelson et Schopf. Все эти виды и большинство остальных форм установлены ими в сухотунгусской свите.

Изучение собранных нами коллекций показывает, что видовой состав микрофоссилий в кремнях сухотунгусской свиты значительно богаче (рис. 2, табл. I, II). Среди них можно выделить, по крайней мере, 19 таксонов, из которых 14 определены до вида и 4 категории - только до рода. В составе микрофоссилий резко преобладают коккоидные формы, среди которых нами установлены *Sphaerophyscus parvum* Schopf, *Eosynechococcus medius* Hofmann, *Muxococcoides minor* Schopf, *M. inornata* Schopf, *M. sp.*, *Globophyscus sp.*, *Gloeodiniopsis lamellosa* (Schopf) Knoll et Golubic, *G. magna* Nyberg et Schopf, *G. sp.*, *Glenobotrydion majorinum* Schopf, *Tetraphycus giganteus* (Zhang) Gol. et Bel., *Eogloeocapsa arcata* (Mendelson et Schopf) Gol. et Bel. comb. nov., *Leiosphaeridia sp.* Из нитевидных форм в изобилии встречаются лишь *Eomycetopsis robusta* Schopf, *E. lata* Gol. et Bel. и *E. sp.* Вид *Oscillatoripsis media* Mendelson et Schopf, выявленный К. Мендельсоном и Дж. Шопфом в образце кремней с р. Сухой Тунгуски (4 трихома), в нашей коллекции не обнаружен. В кремнях из верхней части разрезов сухотунгусской свиты по рекам Каменной и Сухой Тунгуске нами, кроме перечисленных, установлены своеобразные по строению микрофоссилии *Polybessurus bipartitus* Fairchild ex Green *et al.*, впервые выделенные Т. Файрчайлдом в формации Скиллогали Южной Австралии и позже описанные Дж. Грин, А. Ноллом и др. (Green *et al.*, 1987) в кремнях из верхнепротерозойской группы Элеонора Бэй Восточной Гренландии.

Возможно, выделенный нами вид *Eomycetopsis lata* присутствует и в коллекции К. Мендельсона и

Морфология	Тип Cyanophyta порядок Chroococcales семейство Chroococcaceae порядок Oscillatoriales семейство Oscillatoriaceae Incertae Sedis	▲	Диаметры клеток и нитей, мкм	Сухотунгусская свита									Шорихинская свита	Миньярская свита, Урал	Форм. Дрейкен, Шпицберген	Форм. Хуннберг, Шпицберген	Форм. Элеонора Бэй, Гренландия	Форм. Биттер Спрингс, Австралия	Форм. Цзюдиншань, Китай		
				10 20 30 40				р. Сухая Тунгуска	р. Миредиха	р. Нижняя Тунгуска, В. бл.	р. Нижняя Тунгуска, З. бл.	р. Малая Шориха								р. Каменная	р. Бол. Шориха
				●	●	●	●	●	●	●	●	●								●	●
	1. <i>Sphaerophycus parvum</i>	▲	—	●		●	●	●	●	●	●		×	+		+	+				
	2. <i>Eosynechococcus medius</i>	▲	—	●						●	●	+	×	+		+	×				
	3. <i>Muxococcoides minor</i>	▲	—	●			●	●	●	●	●	●		+	+	×	+				
	4. <i>M. inornatum</i>	▲	—	●	●	●	●	●	●	●	●	●		×	×	+	+				
	5. <i>M. sp.</i>	▲	—	●	●	●	●	●	●	●	●	●		×	+	+					
	6. <i>Globophycus sp.</i>	▲	—	●	●	●	●	●	●	●	●	●					×				
	7. <i>Gloeodiniopsis lamellosa</i>	▲	—	●		●				●	●		+	×		+	+	+			
	8. <i>G. magna</i>	▲	—	●						●	●		+			×					
	9. <i>G. sp.</i>	▲	—	●		●	●	●	●	●	●	●		+		+					
	10. <i>Glenobotrydion majorinum</i>	▲	—	●			●	●	●	●	●		+		×		+				
	11. <i>Tetraphycus giganteus</i>	▲	—	●			●	●	●	●	●			×				×			
	12. <i>Eogloeocapsa arcata</i>	▲	—	●	●	●	●	●	●	●	●		∟			∟	∟	×			
	13. <i>Huroniospora rimosa</i>	?	—	●	●	●				●	●			∟	∟			∟			
	14. <i>Leiosphaeridia sp.</i>	▲	—	●			●	●	●	●	●	●			×			+			
	15. <i>Eomycetopsis robusta</i>	▲	—	●	●	●	●	●	●	●	●	●	+	+	+	+	+	+			
	16. <i>E. lata</i>	▲	—	●	●		●	●	●	●	●	●	∟	∟	∟	∟	∟	∟			
	17. <i>E. sp.</i>	▲	—	●	●	●	●	●	●	●	●	●	∟								
	18. <i>Oscillatoriopsis media*</i>	▲	—	●						●			+	∟	+	∟	×	∟			
	19. <i>Polybessurus bipartitus</i>	▲	—	●						●				+		+					

● 1 ● 2 ● 3 + 4 × 5 ∟ 6

Рис. 2. Синопис с сухотунгусской микробиоты (морфология, размеры, таксономическая принадлежность, распространенность) и сравнение ее с некоторыми микробиотами других районов.

Встречаемость: 1 – редко, 2 – часто, 3 – в изобилии, 4 – тот же вид, 5 – другой вид того же рода, 6 – близкий род, * только по данным Дж.В. Шопфа.

Дж. Шопфа и включен ими в группу *Eomycetopsis* spp., а виды рода *Mухососсоидес* могут содержаться среди не названных точнее "более мелких" и "более крупных" хроококковых цианобактерий (Mendelson, Schopf, 1982; текст., табл. 3). Некоторые другие виды, особенно такие приметные, как *Gloeodiniopsis magna*, *Tetraphycus giganteus* и *Polybessurus bipartitus* (табл. II а, II в, II ж соответственно) в их коллекции явно не содержатся и установлены для сухотунгусской свиты впервые.

К виду *Eoentophysalis arcata* К. Мендельсон и Дж. Шопф отнесли характерные глеокапсовидные колонии клеток, в которых отдельные клетки, пары, четверки и вся колония последовательно окружены слизистыми чехлами (табл. I). Они сами отмечали субъективность такого отнесения и большое сходство микрофоссилий этого вида с современными синезелеными водорослями родов *Gloeocapsa* (Kützing) Hollerbach и *Eucapsis* Clem. et Shantz. К. Мендельсон и Дж. Шопф рассматривали вид как редкий компонент сухотунгусской ассоциации, что, видимо, объясняется весьма ограниченным количеством образцов кремней, имевшихся в их распоряжении. В нашей коллекции есть шлифы из многих десятков образцов, содержащие сотни отмеченных выше колоний, и нигде в них не наблюдается характерных для энтофизалиевых водорослей прикрепленных форм и полярного роста клеток в колониях. На этом основании и учитывая замечания К. Мендельсона и Дж. Шопфа, мы считаем, что данный вид правильнее отнести к роду *Eogloeocapsa*, выделенному и описанному нами в отложениях котуйкаңской свиты Анабарского поднятия (Головенок, Белова, 1981).

Как видно на рис. 2, во всех разрезах сухотунгусской свиты преобладающими формами являются *Eogloeocapsa arcata* и *Eomycetopsis robusta*, в среднем составляющие соответственно 40 и 45% всего количества микрофоссилий. На долю всех остальных таксонов приходится лишь около 15%. Оба названных вида встречаются как в интракластах, так и в слоистых кремнях без интракласовой структуры. В пределах отдельных интервалов разреза количественные соотношения между ними меняются незакономерно. В шлифах можно видеть, что в слоях, где обильно развиты эоглеокапсы, присутствуют только редкие нити эомицетопсисов. В слоях же с обильными эомицетопсисами эоглеокапсы вообще могут отсутствовать, хотя иногда можно видеть и совместное их нахождение.

Каких-либо выраженных тенденций в изменении таксономического состава микрофоссилий сухотунгусской свиты на площади Туруханского поднятия не наблюдается. Следует отметить, однако, что в разрезах по рекам Сухой Тунгуске, Каменной и Большой Шорихе он наиболее разнообразен (рис. 2). В первых двух разрезах присутствуют все установленные нами микрофоссилии, в третьем некоторые виды отсутствуют, а в раз-

резах по рекам Мироедихе и Нижней Тунгуске комплексы микрофоссилий значительно беднее. Чем объяснить эту бедность, сказать трудно. Возможно, она только кажущаяся и связана с недостаточной микропалеонтологической изученностью разрезов.

Значительно более ясные изменения в таксономическом составе микрофоссилий наблюдаются снизу вверх по разрезам сухотунгусской свиты (рис. 3). В нижней ее подсвите микрофоссилии в кремнях встречаются редко и представлены только *Eomycetopsis robusta* и *Eogloeocapsa arcata*, а нередко вообще не обнаружены. Наиболее обильны и разнообразны микрофоссилии в нижней части верхней подсвиты, где они развиты на многих уровнях. В верхней части свиты количество и разнообразие их уменьшается, хотя в разрезах по рекам Каменной и Большой Шорихе выше устья Каменной оно достаточно велико и у самой кровли свиты (рис. 3). Для этой части свиты характерно присутствие *Polybessurus bipartitus*. Общую и однотипную смену состава микрофоссилий вверх по разрезам можно объяснить, с нашей точки зрения, только изменением экологических условий существования древних микроорганизмов.

В кремнях из шорихинской свиты комплекс микрофоссилий и по количеству, и по видовому разнообразию значительно уступает сухотунгусскому (рис. 2). В нашей коллекции он представлен только теми видами, которые известны и в сухотунгусской свите. Среди них преобладают коккоидные микрофоссилии рода *Mухососсоидес* Schopf и нитевидные формы рода *Eomycetopsis* Schopf. В значительном количестве в кремнях появляются акритархи рода *Leiosphaeridia* Eisenack (роды *Kildinella* и *Nucelosphaeridium*, по Б.В. Тимофееву). В.Н. Сергеев (1984) установил, кроме того, в окремнелых строматолитовых доломитах *Eosynchococcus grandis* Hofmann, *Eoentophysalis* sp. и *Palaeopleurocapsa* aff. *wopfneri* Knoll, Barghoorn et Golubic. Определения последней формы вызывают сомнения, т.к. отнесенные к ней экземпляры отличаются от типовых и напоминают скорее деформированную колонию *Mухососсоидес* sp. Бедность шорихинской микробиоты может объясняться экологическими причинами. Не исключено, однако, что она вызвана иными условиями и временем окремнения карбонатных пород этой свиты. В ней значительно меньше линзовидных прослоев темных слоистых кремней раннедиагнетического происхождения. По-видимому, в связи с этим и сохранность микрофоссилий значительно хуже, чем в сухотунгусской свите.

Наборы микрофоссилий в кремнях из свит линок и буровой весьма бедны. В первой в одном из образцов установлены *Sphaerophycus parvum* Schopf, *Mухососсоидес* sp. и *Eomycetopsis robusta* Schopf, а во второй в двух образцах обнаружены лишь редкие *Eomycetopsis robusta* и одиночные

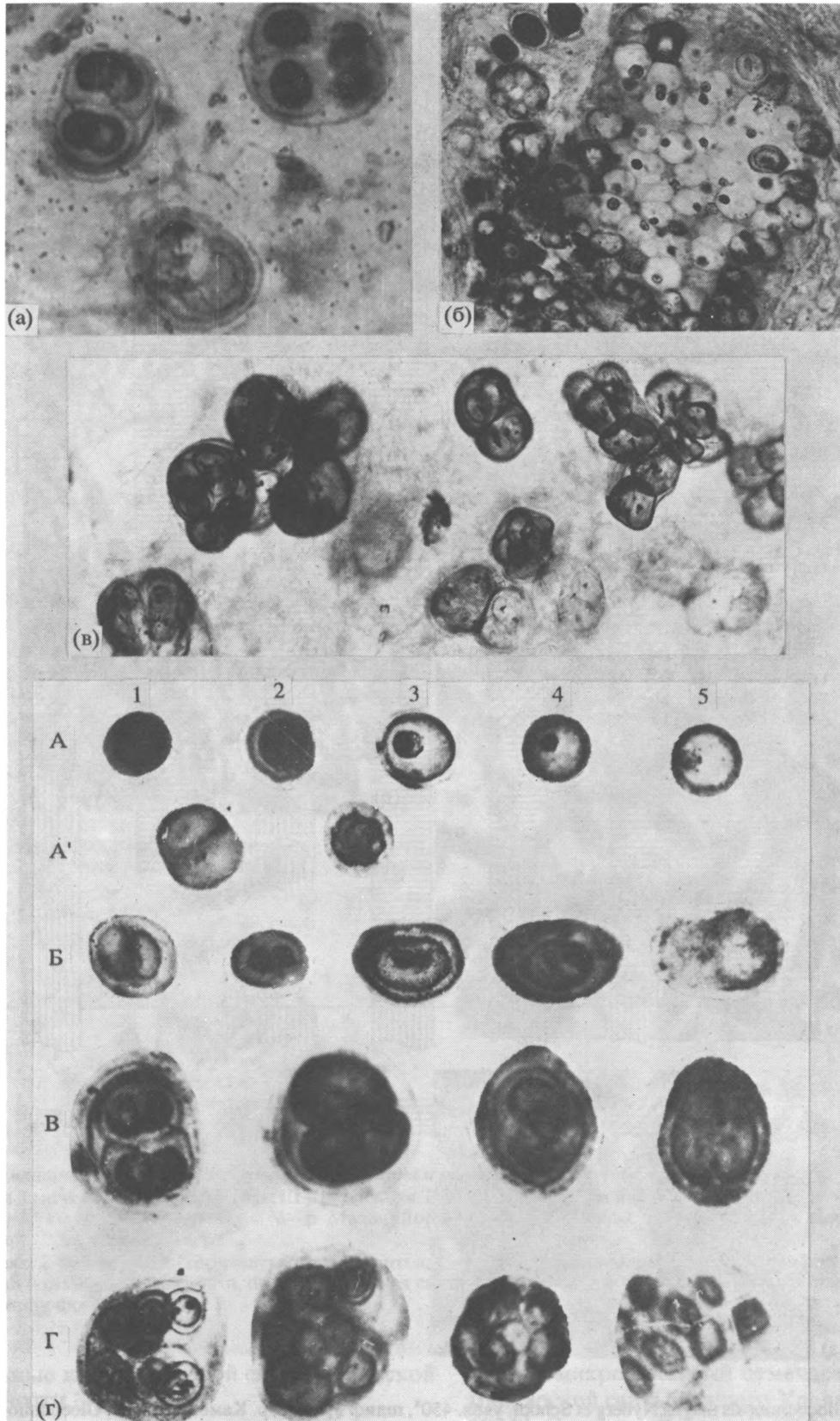


Табл. 1. *Eogloeoapsa arcata* (Mendelson et Schopf) Golovenoc et Belova, comb. nov.
 (а) – наиболее характерные колонии, увел. 800^x, шлиф 672-е-1, р. Каменная; (б) – крупное скопление клеток и колоний в различных стадиях развития и деградации, увел. 200^x, шлиф 398-б-6, р. Каменная; (в) – скопление колоний, частью деградированных, увел. 300^x, шлиф 39-г, р. Малая Шориха; (г) – стадии развития (А - Г) и деградации (1 - 5) *E. arcata*.

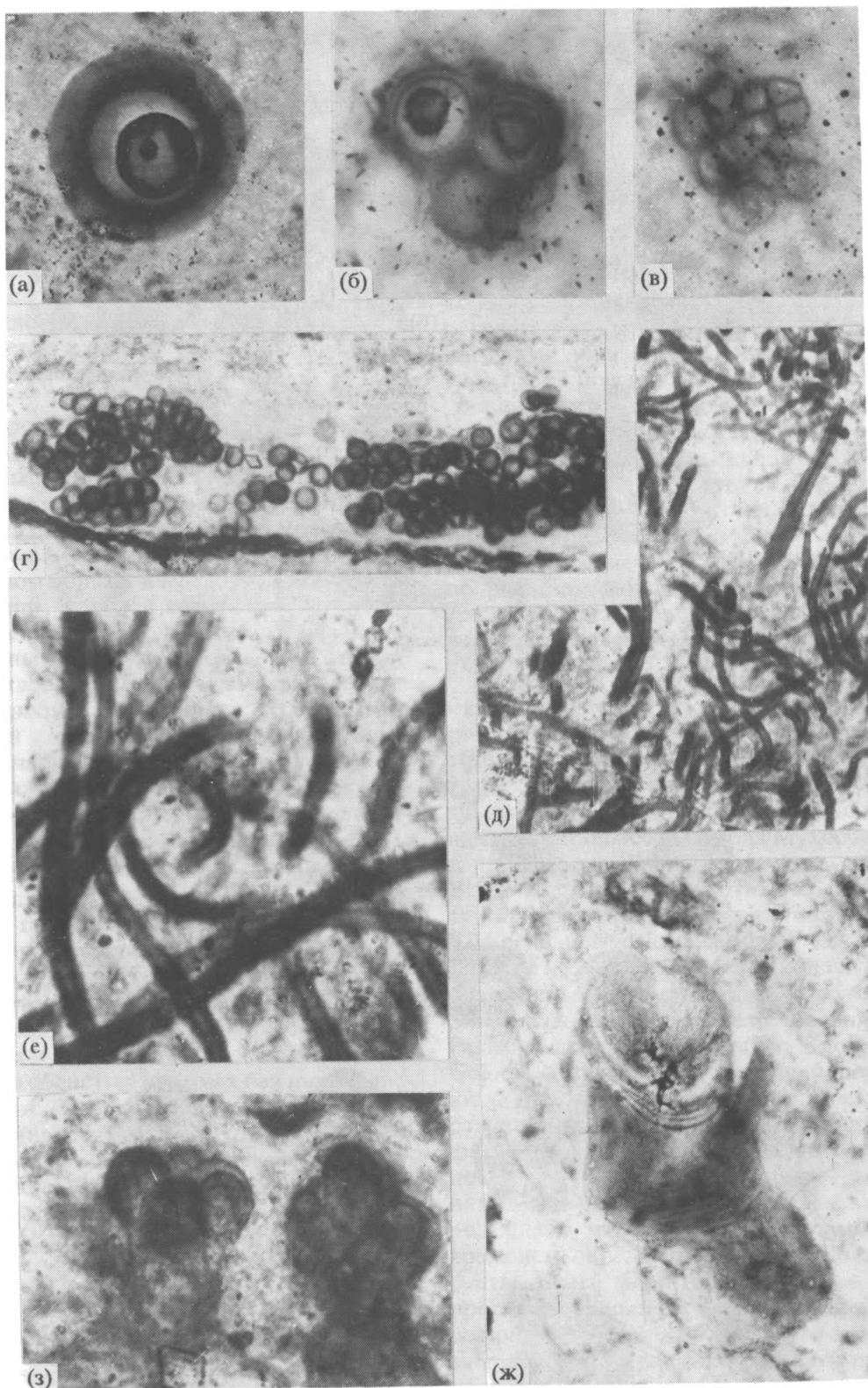


Табл. II. (а) – *Gloeodiniopsis magna* Nyberg et Schopf, увел. 450^x, шлиф 398-6-6, р. Каменная; (б) – *Gloeodiniopsis lamellosa* (Schopf) Knoll et Golubic, увел. 450^x, шлиф 647-е-8, р. Нижняя Тунгуска; (в) – *Tetraphycus giganteus* (Zhang) Golovenoc et Belova, comb. nov., увел. 300^x, шлиф 647-е-8, р. Нижняя Тунгуска; (г) – *Mухососсoides minor* Schopf, увел. 250^x, шлиф 647-е-4, р. Нижняя Тунгуска; (д) – *Eomycetopsis robusta* (Schopf) Knoll et Golubic, увел. 250^x, шлиф 672-е-1, р. Каменная; (е) – *Eomycetopsis lata* Golovenoc et Belova, увел. 500^x, шлиф 106-з-4, р. Сухая Тунгуска; (ж) – *Polybessurus bipartitus* Fairchild ex Green et al., увел. 600^x, шлиф 398-6-6, р. Каменная; (з) – неназванные прикрепленные формы, увел. 600^x, шлиф 39-г, р. Малая Шориха.

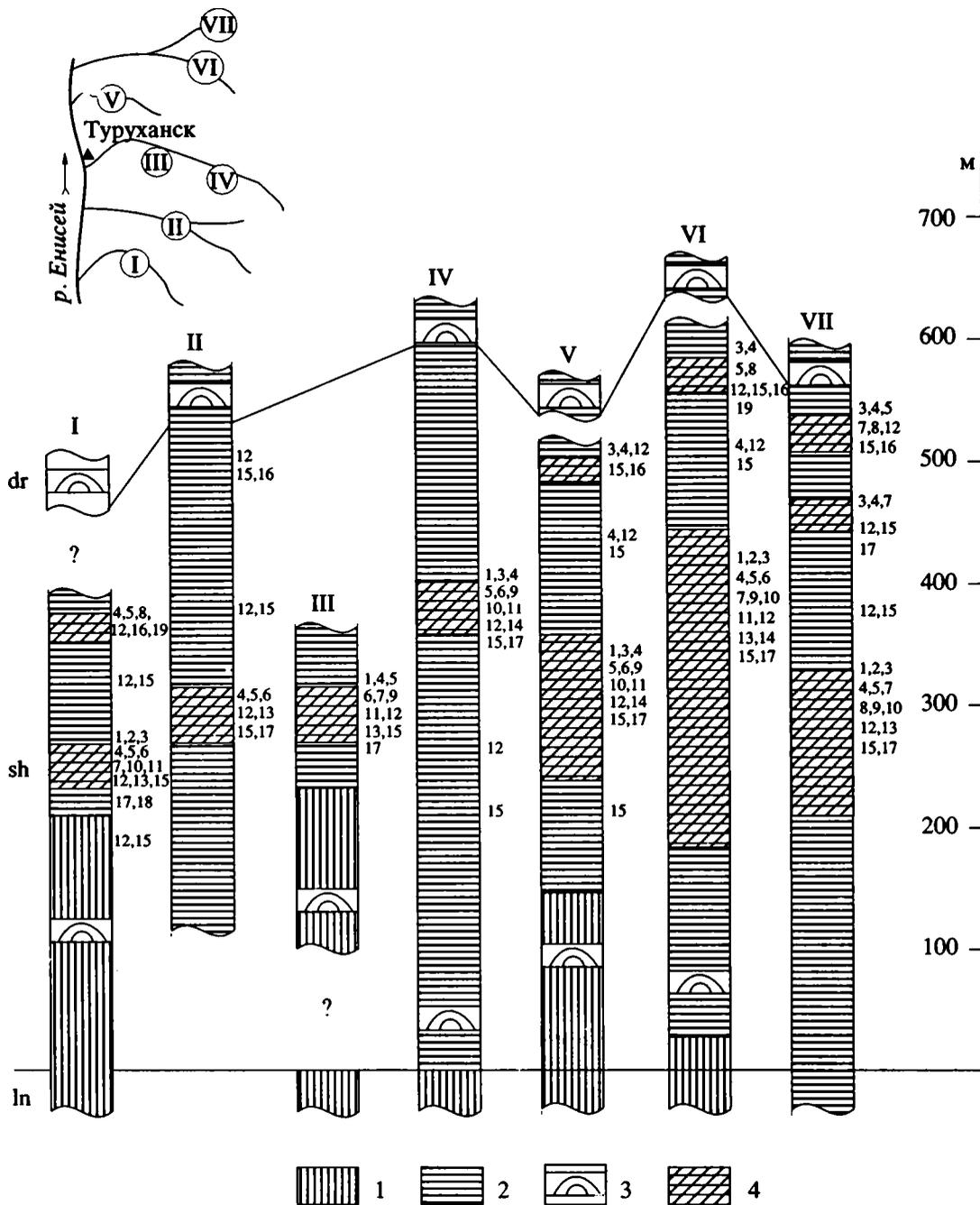


Рис. 3. Схематические разрезы сухотунгусской свиты и распределение по ним микрофоссилий.

I – р. Сухая Тунгуска, II – р. Мироедиха, III – р. Нижняя Тунгуска в 15 - 16 км выше г. Туруханска, IV – р. Нижняя Тунгуска в 35 - 37 км выше г. Туруханска, V – р. Малая Шориха, VI – р. Каменная, VII – р. Большая Шориха выше устья р. Каменной.

1 – известняк; 2 – доломит; 3 – горизонты строматолитов; 4 – интервалы, наиболее богатые микрофоссилиями. ln – свита линок, sh – сухотунгусская свита, dr – древнинская свита. Цифры у колонок соответствуют порядковым номерам таксонов микрофоссилий на рис. 2.

сфероидальные клетки неясной систематической принадлежности.

По систематическому составу сухотунгусская микробиота имеет определенные черты сходства с некоторыми позднерифейскими микробиотами других районов мира, хотя и не является тождественной им (рис. 2). Сходная с сухотунгусской ассо-

циация микрофоссилий отмечается в кремнях из миньярской свиты Южного Урала (Nyberg, Schopf, 1984; Сергеев, Крылов, 1986). А. Найберг и Дж. Шопф описали в ней характерные формы со слоистыми слизистыми чехлами – *Gloeodiniopsis lamellosa* и *G. magna*. Второй вид, отличающийся очень крупными размерами клеток и толстым

многослойным чехлом, известен пока только в миньярской и сухотунгусской свитах. В кремнях из миньярской свиты как будто бы больше нитевидных форм, но представлены они единичными экземплярами, а таксономическая их принадлежность остается под вопросом (Nyberg, Schopf, 1984).

Много общих видов у сухотунгусской микробиоты и микробиоты Биттер Спрингс Австралии. Последняя, правда, отличается значительно большим таксономическим разнообразием (Schopf, 1968; Schopf, Blacic, 1971), но оно, возможно, преувеличено, как показали А. Нолл и С. Голубич (Knoll, Golubic, 1979), переизучившие коллекцию микрофоссилий из этой формации. А. Найберг и Дж. Шопф (Nyberg, Schopf, 1984), описывая миньярскую ассоциацию, отметили, что она во многих отношениях сходна с ассоциацией из формации Биттер Спрингс. Ассоциации микрофоссилий, описанные в кремнях из формаций Дрейкен (Knoll, 1982) и Хуннберг (Knoll, 1984) острова Шпицберген, а также из серии Элеонора Бэй Восточной Гренландии (Green *et al.*, 1987), также довольно сходны с сухотунгусской, хотя и содержат некоторые виды и даже роды микрофоссилий, которые в сухотунгусской свите не установлены. Для микробиот Дрейкен и Элеонора Бэй характерно присутствие микрофоссилий *Polybessurus bipartitus*, установленных нами и в кремнях сухотунгусской свиты. И, наконец, некоторые черты сходства отмечаются между ассоциациями микрофоссилий из сухотунгусской свиты и из формации Цзюдиншань Китая (Liu *et al.*, 1984). И в той, и в другой присутствуют довольно специфические построения формы, которые можно отнести к родам *Gloeodiniopsis* (Schopf) Knoll et Golubic, *Tetraphycus* D.Oehler, *Huroniospora* Barghoorn, *Eogloeocapsa* Golovenoc et Belova, *Leiosphaeridia* Eisenack.

Вопрос о возрасте сухотунгусской свиты трактуется по-разному. В ряде работ (Семихатов, 1962; Серебряков, 1975; Семихатов, Серебряков, 1983), а также в корреляционных стратиграфических схемах, принятых в 1979 г. на совещании в г. Новосибирске, он определяется как среднерифейский. К. Мендельсон и Дж. Шопф (Mendelson, Schopf, 1982), основываясь на анализе имевшихся в их распоряжении материалов, пришли к выводу о поздне-рифейском возрасте сухотунгусской свиты. Такой же вывод сделал и А.Ф. Вейс (1988) при сравнении микрофоссилий (главным образом, органостенных) из верхнего докембрия Туруханского района и Южного Урала. Он считает, что "весь разрез Туруханского района до подошвы платоновской свиты по микрофоссилиям следует относить к верхнему рифею" (Вейс, 1988, с. 62). Выше было показано, что в кремнях сухотунгусской свиты наряду с микрофоссилиями широкого возрастного распространения присутствуют формы, известные только с позднего рифея (*Gloeodiniopsis magna*, *Tetraphycus giganteus* и др.). Таким образом,

позднерифейский возраст сухотунгусской свиты представляется нам более обоснованным.

В кремнях сухотунгусской свиты благодаря обилию остатков микроорганизмов и их ранней консервации удается наблюдать различные стадии развития глеокапсовидных колоний и их изменения в процессе посмертной дегградации (рис. 4; табл. Iг). В пределах даже одного шлифа можно видеть последовательно окруженные чехлами одиночные клетки, их пары, четверки, более крупные колонии, несомненно относящиеся к *Eogloeocapsa arcata*. Посмертная дегградация клеток и колоний проявляется в различной степени. Условно можно выделить 4 - 5 наиболее характерных и часто встречающихся стадий. Одиночные клетки (A1) в результате коллапсирования внутреннего содержимого приобретают сходство с клетками *Caryosphaeroides* (A2), *Glenobotrydion* (A3, A4) и, наконец, *Mухосoccoides* (A5). В двух- и четырехклеточных формах при полной дегградации клеточных структур остаются только "пустые" внешние оболочки (B5), иногда с темными пятнами внутри (B4). У крупных колоний может происходить полное разрушение внешней слизистой оболочки, и они становятся похожими на колонии *Mухосoccoides* (Г3), а затем могут разрушаться и сами клетки, теряя сферическую форму (Г4). На таблице Iв показано крупное (130 × 150 мкм) скопление колоний и клеток *E. arcata*, подвергшихся дегградации в различной степени. Здесь можно видеть стадию A2 (слева вверху), A3 - A4 (в центре скопления), B3 (у правого края в центре), Г3 (колония слева вверху). Не исключено, что часть форм, отнесенных нами к родам *Globophycus*, *Glenobotrydion*, *Mухосoccoides* также может быть различными дегградационными вариантами *E. arcata*.

Сходные стадии развития и посмертной дегградации клеток и колоний у хроококковых водорослей отмечали в свое время Х. Хофманн для мик-

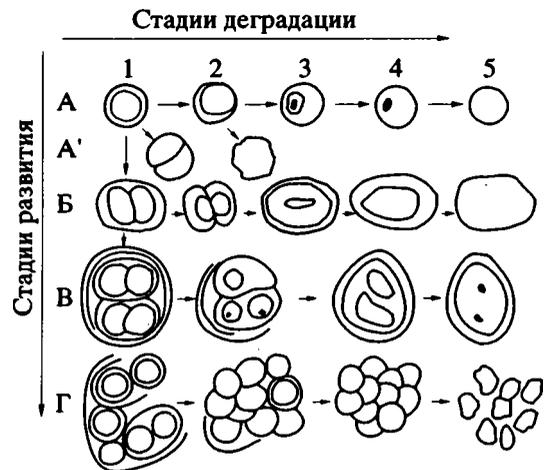


Рис. 4. Стадии развития (А - Г) и дегградации (1 - 5) колоний и клеток *Eogloeocapsa arcata*.

рофоссилий из надсерии Белчер Канады (Hofmann, 1976), Занг – для микрофоссилий из формации Гаоюйджуан Китая (Zhang, 1981).

Микрофоссилии в кремнях из рифейских отложений Туруханского поднятия, несомненно, требуют дальнейшего всестороннего и детального изучения. Накопленные данные показывают несомненную перспективность подобных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Герман Т.Н. Находки нитчатых водорослей в миродихинской свите верхнего докембрия // Палеонтол. журн., 1981. № 4. С. 118 - 121.

Головенок В.К. Отбор кремней из докембрийских карбонатных пород для изучения древних микрофоссилий. Методические рекомендации. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 26 с.

Головенок В.К., Белова М.Ю. Рифейские микробиоты в кремнях из билляхской серии Анабарского поднятия // Палеонтол. журн., 1981. № 3. С. 23 - 32.

Драгунов В.И. Туруханский и Игарский районы // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 318 - 331.

Козлов Г.В. Литология и рудная специализация осадочных формаций позднего докембрия Туруханского поднятия (Сибирская платформа). Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 22 с.

Комар В.А., Серебряков С.Н. К стратиграфии докембрия Туруханского поднятия // Докл. АН СССР, 1969. Т. 189. № 6. С. 1321 - 1324.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа // Тр. ГИН АН СССР, 1962. Вып. 68. 242 с.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

Сергеев В.Н. Микрофоссилии в окремнелых столбчатых строматолитах верхнего рифея Туруханского района // Докл. АН СССР, 1984. Т. 278. № 2. С. 436 - 439.

Сергеев В.Н., Крылов И.Н. Микрофоссилии миньярской свиты Урала // Палеонтол. журн. 1986. № 1. С. 84 - 95.

Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 169 с.

Тимофеев Б.В. Сфероморфиды протерозоя. Л.: Наука, 1969. 145 с.

Шенфиль В.Ю. Водоросли в докембрийских отложениях Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 2. С. 471 - 473.

Green J.W., Knoll A.H., Golubic S., Swett K. Paleobiology of distinctive benthic microfossils from the Upper Proterozoic Limestone-Dolomite "Series", central East Greenland // Amer. J. Botany, 1987. V. 74. P. 928 - 940.

Hofmann J.H. Precambrian microflora, Belcher Islands, Canada // J. Paleontol., 1976. V. 50. N. 6. P. 1040 - 1073.

Knoll A.H. Microfossils from the late Precambrian Draken Conglomerate, Ny Friesland, Svalbard // J. Paleontol., 1982. V. 56. N. 3. P. 755 - 790.

Knoll A.H. Microbiotas of the late Precambrian Hunnberg Formation Nordaustlandet, Svalbard // J. Paleontol., 1984. V. 58. N. 1. P. 131 - 162.

Knoll A.H., Golubic S. Anatomy and taphonomy of a Precambrian algal stromatolite // Precamb. Res., 1979. V. 10. N. 1/2. P. 115 - 151.

Liu X., Liu E., Zhang Z., Xu X. A study of late Precambrian microfossil algal community from Suining County, Jiangsu Province // Acta micropaleontol. Sinica, 1984. V. 1. N. 2. P. 171 - 182.

Mendelson K.V., Schopf J.W. Proterozoic microfossils from the Sukhaya Tunguska, Shorikha and Yudoma Formations of the Siberian Platform, USSR // J. Paleontol., 1982. V. 56. N. 1. P. 42 - 83.

Nyberg A.V., Schopf J.W. Microfossils in stromatolitic cherts from the Upper Proterozoic Min'yar Formation, Southern Ural Mountains, USSR // J. Paleontol., 1984. V. 58. N. 3. P. 738 - 772.

Schopf J.W. Microflora of the Bitter Springs Formation, late Precambrian, central Australia // J. Paleontol., 1968. V. 42. N. 3. P. 651 - 688.

Schopf J.W., Blacic T.M. New microorganisms from the Bitter Springs Formation (late Precambrian) of north-central Amadeus Basin, Australia // J. Paleontol., 1971. V. 45. N. 6. P. 925 - 960.

Schopf J.W., Dolnik T.A., Krylov I.N. et al. Six new stromatolitic microbiotas from the Proterozoic of the Soviet Union // Precamb. Res., 1977. V. 4. N. 3. P. 269 - 284.

Zhang Y. Proterozoic stromatolite microfloras of the Gaoyushuang Formation (Early Sinian: Riphaen), Hebei, China // J. Paleontol., 1981. V. 55. N. 3. P. 485 - 506.

Zhang Z. Coccoid microfossils from the Doushantuo Formation (late Sinian) of South China // Precamb. Res., 1985. V. 28. N. 2. P. 163 - 173.



Эволюция биосферы

УДК 551.735.1.563.12

РАЗВИТИЕ ФОРАМИНИФЕРОВЫХ СООБЩЕСТВ НА РУБЕЖЕ ТУРНЕЙСКОГО И ВИЗЕЙСКОГО ВЕКОВ

© 1993 г. Г. А. Рукина

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

Поступила в редакцию 19.03.92 г.

Положение границы между турнейским и визейским ярусами на территории Восточно-Европейской платформы дискусионно. Использование методики, основанной на палеоэкосистемном подходе и включающей статистическую обработку фораминиферовых сообществ и выявление рубежей экосистемных перестроек, позволило установить три уровня, на которых происходят существенные структурные перестройки фораминиферовых сообществ, связанные, как правило, с изменениями обстановки осадконакопления. Второй из этих уровней, проходящий в середине косьвинского горизонта, по-видимому, отвечает границе ярусов Ivorigien (верхняя часть турне) и Moliniacien (нижняя часть визе) в стратотипическом регионе.

Стратиграфические подразделения нижнего отдела каменноугольной системы были установлены на основании особенностей геологической истории того или иного региона. Следовательно, они отражают определенные этапы в развитии экосистем в прошлом. Эти этапы характеризуются своеобразием палеогеографической обстановки и соответствующими сообществами организмов. Границы стратиграфических подразделений отражают экосистемные перестройки, заключающиеся в изменении палеогеографической обстановки и смене одних типов сообществ организмов другими. Исходя из этих положений, мы попытались проанализировать развитие фораминиферовых сообществ, которые рассматриваются как один из элементов экосистемы, неразрывно связанный со всеми другими ее элементами, на рубеже турнейского и визейского веков. Выбор данного возрастного интервала определяется актуальностью проблемы границы турнейского и визейского ярусов.

В стратотипической местности (Бельгия) нижняя граница визейского яруса проводилась Э. Дюпоном в основании известняков, позже выделенных в толщу "Известняки Леф" (ТпЗс) (Groessens, 1989). Ф. Демане предложил границу в подошве толщ V1a (Demagnet, 1958). В последние годы были установлены в качестве пограничных ярусы Ivorigien (верхняя часть турне) и Moliniacien (V1 - V2a) (Conil *et al.*, 1976).

По поводу проведения границы между турнейским и визейским ярусами в нашей стране существует несколько точек зрения. Первая заключается в предложении проводить границу в основа-

нии косьвинского горизонта (Решение ..., 1990). Вторая точка зрения, которая в последнее время находит все больше сторонников, заключается в том, чтобы границу между турне и визе проводить в основании радаевского горизонта, так как такой вариант проведения границы ближе всего к западно-европейскому (Vdovenko *et al.*, 1985, Вдовенко и др., 1989). При этом подразумевается, что основание радаевского горизонта совпадает с основанием фораминиферовой зоны *Eoparastaffella simplex* - *Eoendothyranopsis*.

Известно предложение проводить границу в середине косьвинского горизонта (Губарева, Миняева, 1983), а также в середине радаевского (Палант, 1962).

Материал. Переходные от турне к визе отложения изучались по разрезам 4 скважин, расположенных в пределах Оренбургской области.

Методика. Использовалась методика (Рукина, 1992), которая включает: во-первых, статистическую обработку отдельных выборок фораминиферовых сообществ, во-вторых, типизацию вмещающих отложений, в-третьих, выявление уровней перестроек фораминиферовых сообществ и соотнесение их со сменой литотипов. Эти уровни устанавливаются эмпирически путем сравнения динамики фораминиферовых сообществ в разных разрезах и выявления общих для всех разрезов особенностей. Одинаковая упорядоченность сравниваемых рядов структурных перестроек сообществ позволяет делать вывод об одновременности этих перестроек, т.е. используется принцип гомотаксиса (Мейен, 1974). Струк-

турные перестройки фораминиферовых сообществ и смена литологических признаков отложений, обусловленные изменениями обстановки в бассейне седиментации, вместе с событиями, которые вызывают эти изменения, составляют экосистемные критерии корреляции отложений. Таким образом, корреляция отложений основывается на реконструкции событий, которые приводят к смене состояний в экосистемах.

РАЗВИТИЕ ФОРАМИНИФЕРОВЫХ СООБЩЕСТВ НА РУБЕЖЕ ТУРНЕЙСКОГО И ВИЗЕЙСКОГО ВЕКОВ

Анализ развития фораминиферовых сообществ на рубеже турнейского и визейского веков в юго-восточных районах Восточно-Европейской платформы – Оренбургская область – (рис. 1) позволил сделать следующие выводы:

1. Для верхней половины кизеловского времени – фораминиферовая зона *Spinoendothya costifera* – *Endothya tuberculata* (Вдовенко и др., 1989) характерно развитие сообществ, в которых доминируют *Endothya tuberculata* Lip., разнообразные брунсии, спиноэндотир, *Eoforschia ex gr. moelleri* (Mal.). Причем в водорослевых известняках больше доля спиноэндотир, а в микрозернистых разностях увеличивается содержание брунсий, что, по-видимому, связано с приуроченностью брунсий к тиховодным обстановкам.

2. При переходе к косьвинскому горизонту – фораминиферовая зона *Dainella staffelloides* – *Toumayella moelleri* (Полетаев и др., 1988) – резко возрастает доля псевдопаноэндотир и даинелл (что согласуется с зональным расчленением), которые продолжают доминировать на протяжении всего косьвинского времени. По мере смены водорослевых разностей мелкодетритовыми возрастает доля эофорший.

3. В середине косьвинского горизонта прослеживается уровень, на котором происходит структурная перестройка фораминиферовых сообществ: сокращается доля эофорший и появляются примитивные омфалотисы (*Omphalotis ex gr. chariessa* (Conil et Lys)).

4. С началом радаевского времени – фораминиферовая зона *Eoparastaffella simplex* – *Eoendothyanopsis* получают распространение шламовые (Скв. 25 Ташлинская, 4 Колганская) и микрозернистые со шламом и мелким детритом (скв. 1 Старо-Тепловская) известняки. В сообществе фораминифер появляются новые доминанты: *Eoparastaffella simplex* Vdov., эоэндотиранопсисы, псевдолитуотубеллы, псевдогломоспиры и псевдоаммодискусы. Продолжают существовать в значительных количествах брунсии, псевдопаноэндотир. Несколько выше начинают доминировать формы, близкие к аммоархедискусам и планоархедискусам (скв. 4 Колганская), эндотир группы *similis*, присцеллы. Интересно отме-

тить некоторые отличия в типах сообществ, приуроченных к различным литотипам. В преимущественно шламовых известняках (скв. 25 Ташлинская) сообщество представлено первыми омфалотисами (до 25%), разнообразными псевдолитуотубеллами (до 15%), видами *Eoendothyanopsis paraconvexa* (Brazhn. et Rost.) до 12%, *Eoparastaffella simplex* Vdov. – до 11%. Доля даинеллы псевдопаноэндотир в сумме не превышает 10%. Количество экземпляров на 1 кв. см шлифа равно 30.

В мелкодетритово-шламовых разностях (скв. 4 Колганская) с большой долей обломков трубчатых водорослей доминируют брунсии и псевдогломоспиры, субдоминантами являются псевдопаноэндотир. Плотность фораминифер 14 - 22 экземпляра на 1 кв. см шлифа.

В микрослоистых, шламово-микрозернистых с редким детритом известняках (скв. 60 Степановская) преобладают брунсии и псевдогломоспиры – в сумме до 35%, псевдопаноэндотир (до 18%) и омфалотисы. Плотность фораминифер 40 - 55 экз.

В преимущественно микрозернистых известняках (скв. 1 Старо-Тепловская) абсолютными доминантами являются разнообразные псевдоаммодискусы, брунсии и псевдогломоспиры. Плотность фораминифер до 30 экз.

Таким образом, в чисто шламовых разностях сообщество фораминифер отличается значительным разнообразием, большей плотностью популяций по сравнению с сообществами из мелкодетритово-шламовых известняков, и большим разнообразием по сравнению с сообществами в микрозернистых известняках при одинаковой плотности популяций. Установленные зависимости объясняются, по-видимому, приуроченностью разных типов сообществ к различным участкам морского бассейна – от более глубоководного участка открытого моря (скв. 25 Ташлинская) к менее глубоководному (скв. 4 Колганская) и к участку с затишными условиями (скв. 1 Старо-Тепловская).

Теперь попробуем ответить на вопрос, насколько установленная последовательность в развитии фораминиферовых сообществ согласуется с изменениями обстановки осадконакопления.

Рассмотрим границу кизеловского и косьвинского горизонтов. На этом рубеже структурная перестройка фораминиферовых сообществ заключается в появлении новых доминант (псевдопаноэндотир и даинеллы). Увеличивается плотность популяций при незначительном сокращении разнообразия (что, возможно, объясняется тем фактом, что существенный рост плотности популяций часто обеспечивается увеличением числа экземпляров одного или нескольких видов, наиболее приспособленных к новым условиям). Однако характер разреза на границе кизеловского и косьвинского горизонтов существенно не меняется. В течение косьвинского времени продол-

Скв. 25 Ташлинская

Скв. 4 Колганская

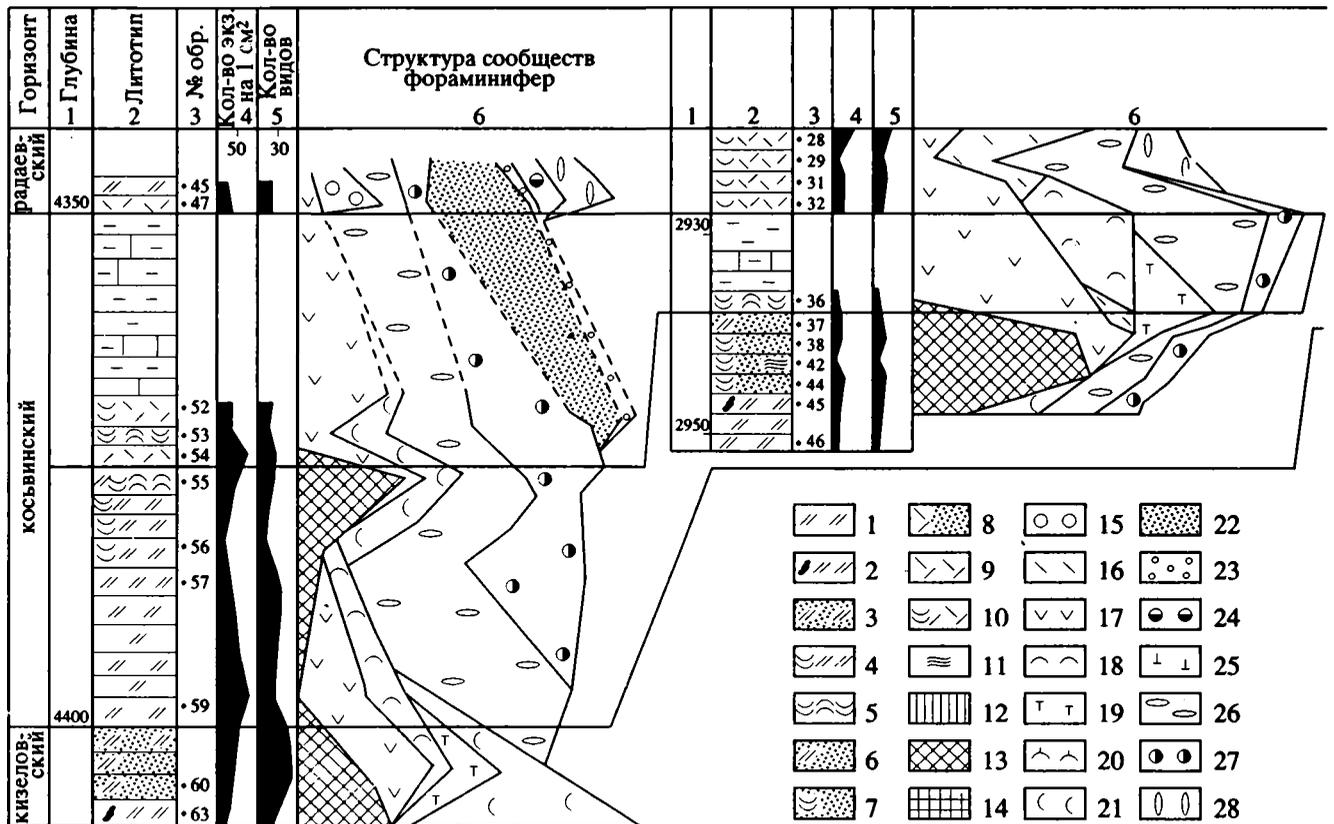


Рис. 1. Сопоставление пограничных турнейско-визейских отложений, вскрытых скважинами на территории Оренбургской области:

1 - 11 - литотипы: 1 - известняки водорослевые, 2 - густково-водорослевые, 3 - микрозернисто-водорослевые, 4 - мелкополидетритово-водорослевые, 5 - мелкополидетритовые, 6 - водорослево-микрозернистые, 7 - мелкополидетритово-микрозернистые, 8 - шламово-микрозернистые, 9 - шламовые, 10 - мелкополидетритово-шламовые, 11 - микрослоистость; 12 - 28 - фораминиферы: 12 - *Palaeospiroplectamina tchernyshinensis* (Lip.), 13 - *Eoforschia* spp., 14 - *Septabrunciina* spp., 15 - *Pseudolituotubella* spp., 16 - *Pseudoammodiscus* spp., 17 - *Brunsia* spp., 18 - *Pseudoglomospira* spp., 19 - *Endothyra* ex gr. *tuberculata* Lip., 20 - *E.* ex gr. *similis* Raus. et Reitl., 21 - *Spinoendothyra* spp., 22 - *Omphalotis* spp., 23 - *Globoendothyra* spp., 24 - *Eoendothyranopsis* spp., 25 - *Priscella* spp., 26 - *Pseudoplanoendothyra* spp., 27 - *Dainella* spp., 28 - *Eoparastaffella* spp.

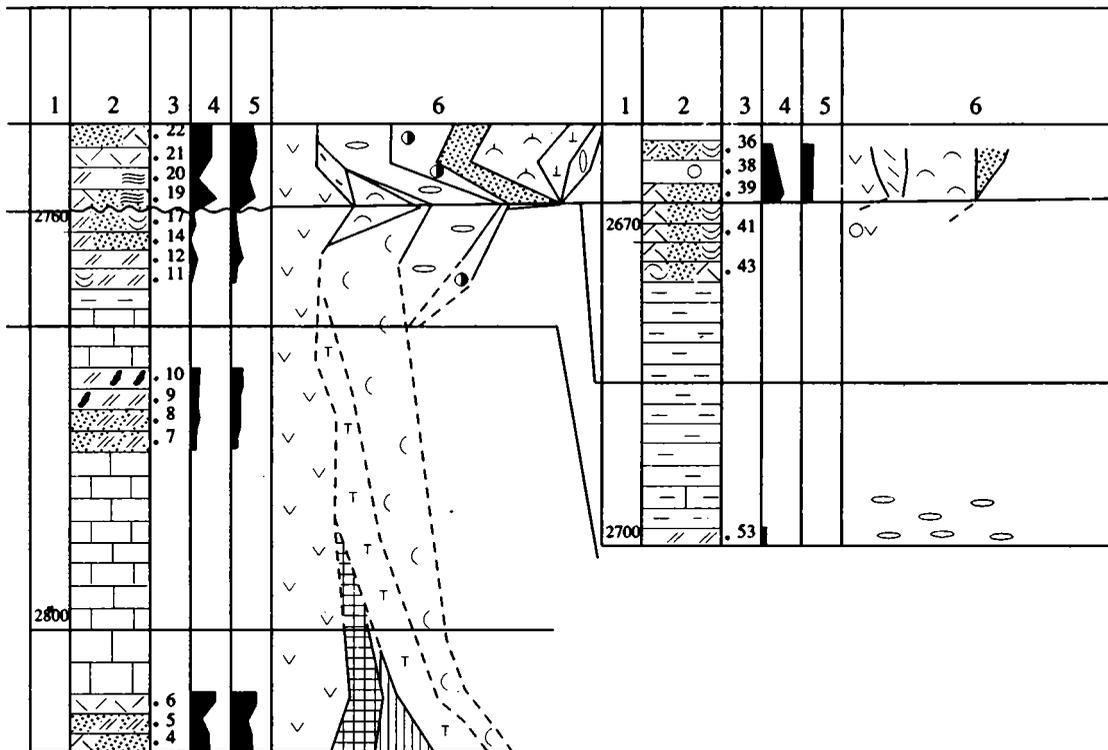
жают сохраняться условия, при которых накапливались водорослевые осадки. Эту преемственность обстановок осадконакопления отмечали многие исследователи. М.Ф. Мирчинк и Р.О. Хачатрян (1958) указывали на отсутствие континентального перерыва в конце кизеловского - начале раннемалиновского времени и считали, что в конце турне, к которому авторы относили и раннемалиновское время, существовал единый регрессирующий морской бассейн. К единой фазе начала поднятий относили терригенные толщи косьвинского горизонта и известняки верхней части кизеловского горизонта С.В. Максимова и Н.Н. Фотиева (1975). О фациальной преемственности кизеловско-косьвинских отложений, обусловленной формированием их в едином поздне-турнейском бассейне, о чем свидетельствует общность фауны и состава глинистых минералов, говорит и Д.Н. Буракаев (1977). Он же считает,

что косьвинский этап отражает регрессивную стадию осадконакопления.

Следующий рубеж, прослеженный на изученных разрезах, приходится на середину косьвинского времени и характеризуется следующими критериями экосистемных перестроек: 1. Эофоршии уступают свое доминирующее положение брунсиям, омфалотисам и псевдогломоспирам. 2. Некоторое обмеление сменяется углублением, которое сопровождается изменением плотности популяций (рис. 1). Сообщество фораминифер верхней половины косьвинского горизонта близко к сообществу, описанному из верхнеелховских отложений (Губарева, Миняева, 1983), в котором преобладают виды родов *Dainella* и *Pseudoplanoendothyra*. Верхнекосьвинские отложения знаменуют собой начало трансгрессии: на территории Волго-Уральского региона эти отложения залегают как на нижнекосьвинских, так и на различных горизонтах турне.

Скв. 60 Степановская

Скв. 1 Старо-Тепловская



Таким образом, перестройка фораминиферовых сообществ в середине косьвинского времени связана с изменением режима осадконакопления – смены регрессивного режима на трансгрессивный.

Третий рубеж представляет собой существенную перестройку всех элементов экосистемы в пределах Восточно-Европейской платформы. Эта перестройка была обусловлена трансгрессией радаевского времени и сопровождалась резкими изменениями в структуре фораминиферовых сообществ и сменой типов осадков.

ГРАНИЦА ТУРНЕЙСКОГО И ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСОВ

Таким образом, на рубеже турнейского и визейского веков выявлено несколько уровней экосистемных перестроек. С каким из них связывать границу турнейского и визейского ярусов? Если исходить из правила приоритета, то границей двух ярусов следует считать границу, установленную в стратотипической местности (Франко-Бельгийский бассейн). В качестве стратотипа границы турне и визе, а точнее основания яруса Moliniacien, предложено основание слоя 52 в разрезе Salet (Parroth *et al.*, 1983). Этот уровень, по утверждению авторов, совпадает с появлением рода *Eoparastaffella* в разрезе Bastion. Однако последующие исследования (Hance, 1988) показали, что в стратотипической местности нет разрезов,

где эопараштаффеллы были бы обнаружены сразу в основании визейских отложений. Напротив, самая нижняя часть визейского яруса охарактеризована однокамерными фораминиферами и брунсиями. Кроме того, отмечается широкое распространение в нижней фораминиферовой зоне $S4\alpha$ форм, которые относятся к родам *Pseudoplaopendothyra* и *Dainella*, т.е. фораминиферовая характеристика совпадает с таковой верхней половины косьвинского горизонта (рис. 1). Что касается характера изменения обстановки осадконакопления на рубеже турне и визе в стратотипической местности, то на начало визейского века приходится развитие первой из трех крупных визейских трансгрессий, которая сопровождается большим разнообразием биофаций и общей с Евразией фауной (Parroth *et al.*, 1983). Таким образом, предложенная ранее корреляция основания зоны *Eoparastaffella simplex* – *Eoendothyranopsis*, или основания радаевского горизонта (Вдовенко и др., 1989) с основанием яруса Moliniacien, возможно, не точна, так как характер развития фораминиферовых сообществ и непротиворечащий ему ход событий (последовательность трансгрессий) скорее допускают корреляцию выделенного нами второго уровня с границей ярусов Ivoigien и Moliniacien. Эти рассуждения, разумеется, носят предположительный характер, пока не проанализирована динамика сообществ и палеогеографической обстановки в стратотипическом

регионе по той методике, которая используется нами.

Таким образом, на рубеже турнейского и визейского веков выделено три уровня экосистемных перестроек, второй из которых, по-видимому, отвечает границе ярусов Ivogien и Moliniacien в стратотипической местности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Буракаев Д.Н. О возрасте елховского горизонта и верхней границе турнейского яруса на востоке Русской платформы // Стратиграфия палеозоя Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР. 1977. С. 67 - 72.

Вдовенко М.В., Айзенберг Д.Е., Полетаев В.И. К стратиграфии нижнего карбона Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 1. С. 70 - 78.

Губарева В.С., Миняева Е.Г. Граница турнейского и визейского ярусов в Урало-Поволжье. Сов. геол. 1983. № 1. С. 56 - 62.

Максимова С.В., Фотиева Н.Н. Фации, фаунистические комплексы и объем турнейского яруса на востоке Русской платформы // Тез. докладов VIII Междунар. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1975. С. 214 - 215.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. ВИНТИ. Деп. рук. № 1749-74. Деп. 1974. 186 с.

Мирчинк М.Ф., Хачатрян Р.О. Палеогеография восточной части Русской платформы в конце турнейского века // Докл. АН СССР. 1958. Т. 123. № 4. С. 737 - 740.

Палант И.Б. О геологическом возрасте и стратиграфическом расчленении нижней части нижнего отдела

каменноугольной системы на территории Куйбышевской и Оренбургской областей // Стратиграфические схемы палеозойских отложений. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 159 - 167.

Полетаев В.И., Бражникова Н.Е., Вдовенко М.В. К вопросу о корреляции турнейских отложений европейской части СССР // Геол. журн. 1988. № 4. С. 57 - 63.

Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Ленинград, 1988 // Каменноугольная система. Ленинград: ВСЕГЕИ. 1990. С. 1 - 51.

Рукина Г.А. К методике сопоставления отложений по фораминиферам (на примере турнейского яруса Волго-Уральской области) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 5. С. 99 - 107.

Vdovenko M.V., Berchenko O.I., Lipnjagov O.M. et al. The boundary between the Tournaisian and Viséan stages of the USSR. Dixieme Congres International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere. Madrid, 12 - 17 september, 1983 // Compte Rendu, 1985. Vol. 1. P. 121 - 128.

Demanet F. Contribution a l'etude du Dinantien de la Belgique. Inst. Roy sciens. nat. Belg. Mem. 1958. N. 141. 152 p.

Conil R., Groessens E., Perlet H. Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique // Ann. Soc. geol. Nord. 1976. V. 96. P. 363 - 371.

Groessens E. History of subdivision of the dinantien subsystem // Bull. Soc. belge. geol. 1989. N. 2. P. 183 - 195.

Hance L. Le Moliniacien du Synclinorium de Dinant (Belgique) de la region dinantaise a la vallee de l'Ourthe // Mem. Inst. geol. Univ. Louvain. 1988. T. 33. P. 1 - 91.

Paproth E., Conil R., Bless M.J.M. et al. The Dinantian of Belgium and adjacent areas // Ann. Geol. Soc. Belg. 1983. V. 106. P. 185 - 239.



Эволюция биосферы

УДК 551.761(571.53+.63)

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОКА РОССИИ

© 1993 г. Т. М. Окунева

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

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Приводятся новые данные по стратиграфии терригенных отложений триаса Забайкалья, Амурской области и Хабаровского края, характеризующие особенности Монголо-Охотской и западной части Сихотэ-Алинской складчатых систем, а также Буреинского массива в триасовое время. Рассмотрена детализированная биостратиграфическая схема, принятая на IV Дальневосточном стратиграфическом совещании (1990 г.). Впервые для нижнего и среднего нория разработана шкала по галобиидам этих регионов.

Настоящая статья является результатом изучения автором морских терригенных триасовых отложений и содержащейся в них макрофауны за более чем тридцатилетний период (1958 - 1990 гг.). Кроме того, в ней обобщены стратиграфические данные многих геологов ПГО "Читагеология" и "Дальгеология". Используемая биостратиграфическая база основана как на изучении новых, так и на переопределении старых коллекций, в том числе из сборов геологов ПГО "Читагеология", за которые я им признательна.

К настоящему времени опубликованы все сведения о двустворках и аммоноидеях триаса рассматриваемой территории (Окунева, 1976_{1,2}; Окунева и др., 1977; Окунева, 1985; 1986; 1987; 1989; 1990; 1991). К сожалению, стратиграфические данные освещались преимущественно в обобщающих работах (Окунева, 1972; Окунева, Хохлов, 1973; Окунева, 1989; 1990).

В статью включены описания вновь изученных разрезов и разрезов с существенно пополненной палеонтологической характеристикой. Эти материалы вошли в схемы, принятые на IV Дальневосточном стратиграфическом совещании, проходившем в 1990 г. в г. Хабаровске.

Наряду с традиционными шкалами по аммоноидеям, для нижнего и среднего нория впервые для рассматриваемой территории предложена детальная шкала по галобиидам.

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Хапчерангинская структурно-фациальная зона (СФЗ). После установления в Забайкалье отложений нижнетриасового возраста в районе пос. Хапчеранга (Окунева, Железнов, 1970; Окунева, 1983) новых данных, существенно меня-

ющих наши представления о них, не получено. В семидесятых годах Е.А. Беляков предложил расчленить хапчерангинскую свиту на три – тарбальджейскую с *Orhiceras* и *Gugonites*, отвечающую нижней подсвите хапчерангинской свиты, курултыкенскую – в объеме двух других подсвит с *Euflemingites* и хамарскую (рис. 1). Последняя не может быть выделена в самостоятельную свиту, поскольку содержит двустворки ("*Eumorphotis*" *occidentalis*) нижнего оленека, т.е. соответствует части курултыкенской свиты и коррелируется с зоной *Wasatchites tardus* бореального стандарта.

Отложения карнийского яруса в Забайкалье не установлены. Основные данные по стратиграфии и палеонтологической характеристике нория Шилко-Ингодинской СФЗ Забайкалья уже приводились автором (Окунева, 1983; 1991) – рис. 2. Ранее выделялись два ритма осадконакопления в норийское время: ранне-среденорийский (бадоновская свита) и поздненорийский (тыргетуйская свита). При детальном изучении норийских отложений в бассейне р. Ага на водоразделе Ингода-Чирон, в частности разреза по пади Шазагайтуй, нами установлено залегание с угловым несогласием зоны *Eomorphotis scutiformis* среднего нория на породах нижнего нория (рис. 3). Бадоновская свита, таким образом, подразделена на две самостоятельные свиты, первомайскую и карымскую, разделенные перерывом, равным времени образования зоны *Otapiria ussuriensis*.

Нижний норий представлен впервые выделенной первомайской свитой. Типовая местность свиты – бассейны падей Унгадый, Комольза, Чирон и район пос. Первомайский. По пади Унгадый она залегает несогласно на песчано-алевролитовой толще каменноугольного возраста. Перекрывается несогласно карымской свитой среднего



Рис. 1. Распространение триасовых морских терригенных отложений в Забайкалье, Амурской области и Хабаровском крае и расположение участков, показанных на рис. 2, 3, 4.

МОСС – Монголо-Охотская складчатая система; САСС – Сихотэ-Алинская складчатая система. Жирный пунктир – граница между складчатыми системами; БМ – Бурейский массив. Оконтурены отложения верхнего триаса, с крапом – отложения нижнего и среднего триаса.

нория. Мощность 700 м. В бассейне пади Чирон первомайская свита представлена алевролитами, песчаниками, в нижней части с прослоями грубозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов (Окунева, 1983). Вблизи основания свиты по пади Дурента обнаружены массовые захоронения ядер *Tosapecten suzukii* (Kob.) разного размера, редкие *T. okabai* Nak., *Palaeopharus oblongatus* (Kipar.), *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Otapiria* sp., *Vureituya* sp. Эта часть свиты соответствует слоям с *Halobia kawadai* зоны *Pterosirenites tenuistriatus* (= *Pinacoseras verchojanicum*) в шкале по двустворкам. Выше залегают плотные мелкозернистые песчаники с известковистым цементом, серые с голубоватым оттенком. Иногда в них отмечаются тонкие (до 20 см) прослойки мелкогалечных конгломератов, состоящих сплошь из кварцевой гальки. Этот горизонт служит надежным маркером при корреляции нижнего нория отдельных тектонических блоков. В нем обнаружены *Zittelihalobia tschironensis* Okun., *Z. aff. kiparisovae* (Zham.). Особенностью верхней части первомайской свиты является преимущественно тонкообломочный состав пород и присутствие в низах ее крупных (до 10 см) песчаниковых конкреций, а выше – уплощенных мелких (до 3 см) кремнисто-аргиллитовых конкреций. К последним приурочены крайне редкие аммоноидеи "*Paratrachyceras*" *ulyense* Bytsch., по которым выделены одноименные слои (слой с *Halobia aotii* в шкале по двустворкам), а также *Indigirohalobia indigirensis* (Popov).

Средний норий характеризуется выделенной в 1990 г. карымской свитой. Типовой разрез свиты составлен по левому борту пади Шазагайтуй, в басс. р. Ага. Перекрыта с несогласием тыргетуйской свитой верхнего нория. Подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена гравелитами, плохо сортированными песчаника-

ми (до 5 м), содержащими обломки крупнорбрых ранненорийских пектинид, окситом, галобид. Они залегают с угловым несогласием на нижнем норие. Выше – алевролиты и мелкозернистые песчаники (75 м), комковатые, слюдистые с обилием конкреционных образований разного состава. Собраны аммоноидеи – *Arcestes* sp., наутилоидеи – *Siberionautilus* cf. *multilobatum* Popov (определение Е.С. Соболева), двустворки *Eomonotis scutiformis* (Tell.), *Monotis daonellaeformis* (Kipar.), *Otapiria annulata* Polub., *O. depensis* Brudn. et Okun., *O. zeensis* Okun., *O. reticularis* Trusch., *Halobia aotii* Kob. et. Ichik., *Indigirohalobia kalachtensis* Okun., *I. cf. bytschkovi* Okun., *I. milanensis* Okun., *Zittelihalobia obruchevi* (Kipar.). Подсвита относится к подзоне *Monotis daonellaeformis* зоны *Eomonotis scutiformis* (слоям с *Indigirohalobia kalachtensis* шкалы по галобиидам). Судя по единичным находкам наутилоидей, нижняя подсвита карымской свиты присутствует в басс. р. Ага, а также по падам Могойтуй, Жипхошй, Зугалай, Барун-Шивия, Хресты. В басс. р. Тура известен *Pseudodistichites* (находка Л.И. Попеко), а в районе с. Маяки – *Arcestes* (сбор С.М. Синицы). Ранее эти отложения относились к верхнему палеозою. Верхняя подсвита карымской свиты, отвечающая верхней подзоне *Monotis pinensis* зоны *Eomonotis scutiformis* среднего нория, и тыргетуйская свита верхнего нория распространены в Забайкалье значительно шире, чем рассмотренные образования. Они известны давно (Геология СССР, т. 7, 1944; Окунева, 1983).

В пределах западной части Джагдинской СФЗ Монголо-Охотской складчатой системы в верховьях рек Десп, Сирик, Десс фаунистические остатки раннего нория *Halobia kawadai* Yeh. (определение Е.П. Брудницкой) обнаружены юго-восточнее оз. Огорон. К этому возрасту в бассейне р. Сирик и далее на запад, по северным притокам реки Ушумун отнесены алевролиты с прослоями разнозернистых аркозовых и граувакковых песчаников, мелкогалечных конгломератов. Общая мощность толщи до 1500 м. В среднем течении р. Сирик В.В. Шиханов описал близкий по вещественному составу разрез условно нижненорийского возраста. Им отмечены пачки тонкого чередования песчаников и алевролитов, а также прослойки черных аргиллитов. Средний норий в бассейне р. Десс доказывается присутствием в толще алевролитов и песчаников *Otapiria ussuriensis* (Vor.), в другом местонахождении (т.н. 1433) *Halobia* sp., *Arcestes* sp., *Cladiscites* sp., *Siberionautilus multilobatum* Popov (определения Е.П. Брудницкой).

В 1963 г. А.А. Майборода в верховье р. Уда выделил муяканскую и нёлскую свиты и считал их нижним и средним карбоном. Позже они были отнесены к триасу (Кириллова, Турбин, 1979). Муяканская свита сложена разнозернистыми песчаниками, в прослоях – алевролиты, глинистые сланцы, седиментационные брекчи, конгломераты. Зеленокаменные породы отмечены по всему

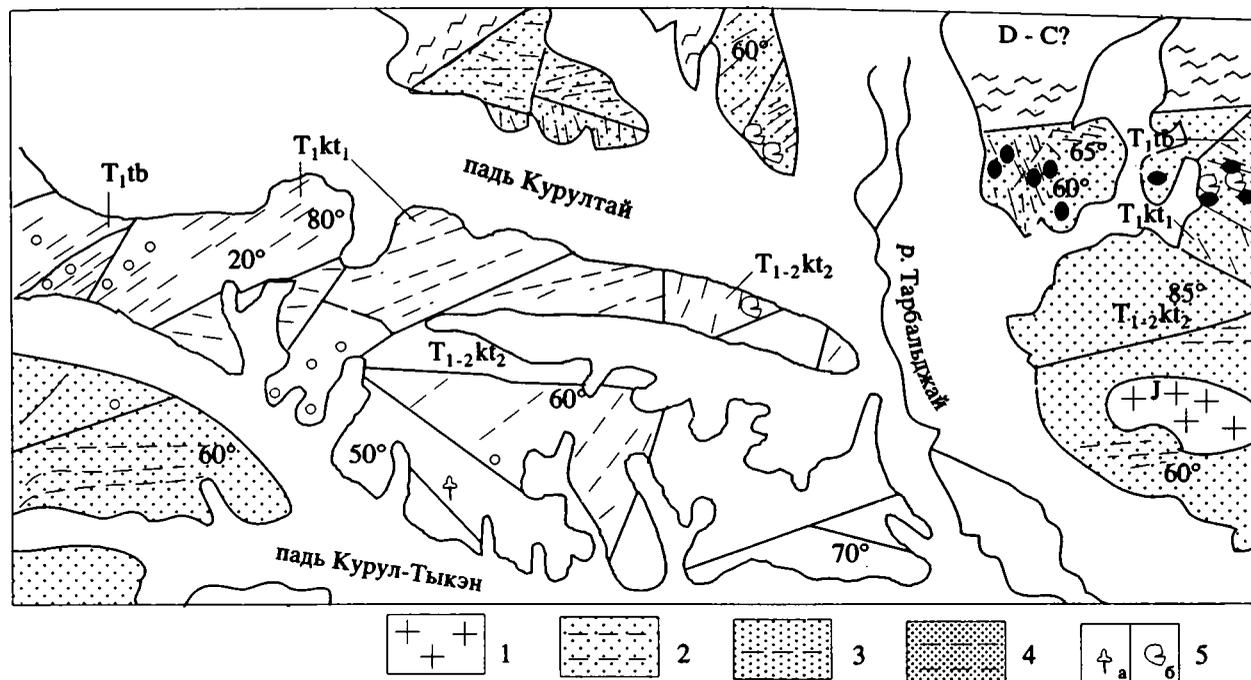


Рис. 2. Схема геологического строения ниже-среднетриасовых отложений в районе пос. Ханчеранга (Забайкалье). 1 – юрские гранитоиды; 2 – тарбальжская свита (T_{1tb}); 3, 4 – курултыкенская свита: 3 – нижняя подсвита (T_{1kt_1}), 4 – верхняя подсвита (T_{1-2kt_2}); 5 – места находок остатков: а – флоры, б – амmonoидей.

разрезу свиты. Мощность 1300 м. Верхнетриасовый возраст свиты определялся Г.Л. Кирилловой и др. по стратиграфическому положению. Они предполагали, что муяканская свита согласно перекрывается нёлской, содержащей остатки норийских двустворок. Однако есть основания считать, что свиты отделены разломами и залегают в тектонических чешуях. Таким образом, к триасу муяканскую свиту можно отнести лишь условно.

Норийские отложения выделялись в нёлскую свиту и подразделялись А.В. Махининым на четыре толщи. Верхняя из них, содержащая остатки позднезорийских монотид, залегают несогласно на разных горизонтах трех нижних толщ. В основании верхней толщи залегают базальный горизонт. Из объема нёлской свиты, по нашему предложению, эта толща была вычленена в самостоятельную, что и отражено в стратиграфической схеме IV Дальневосточного стратиграфического совещания. Нёлская свита (до 130 м) в таком (уменьшенном) объеме представлена алевролитами, глинистыми сланцами, мелко- и среднерзернистыми песчаниками. Грубозернистые песчаники и вулканогенные породы слагают отдельные прослои и линзы небольшой мощности (до 30 м). По ключу Вольному, бас. р. Б. Артек, в алевролитах нижней части разреза А.В. Махининым и Т.М. Окуновой обнаружены мелкие ядра и отпечатки ранне-среднезорийской *Nalobia cf. aotii* Kob. et Ichik. После перерыва в осадконакоплении в течение почти всего среднего зория верхнезорийская толща с угловым несогласием ложится на нёлскую свиту.

Она представлена преимущественно аркозовыми среднерзернистыми песчаниками (450 м) с прослоями алевролитов, линзами и горизонтами в нижней части и основании конгломератов, седиментационных брекчий. В заполняющем веществе конгломерата встречаются остатки верхней подзоны зоны *Monotis ochotica* верхнего зория. Кроме *M. ochotica* (Keys.) собраны *M. subcircularis* Gabb. Восточнее, в Удской СФЗ, в среднем течении р. Уда триасовые отложения отличаются крайней неоднородностью. Помимо отложений нижнего триаса, которые слагают небольшие поля в басс. рек Шавли и Лан, основное развитие получили зорийские породы. Фаунистические остатки доказывают присутствие двух биостратиграфических зон оленекского яруса – нижней *Hedenstroemia bosphorensis* и верхней *Subcolumbites multiformis*. Послойный разрез нижней зоны составлен А.В. Махининым по правому берегу р. Шавли, выше устья р. Нижняя Эльга. Валунные конгломераты (20 м) сменяются тонкослоистыми алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников (15 м), которые перекрываются средне- и крупнозернистыми зеленовато-серыми песчаниками с растительным детритом (50 м). В вышележащих алевролитах (40 м) наблюдаются прослойки (до 5 см) известняков, в которых обнаружены *Boreoceras apostolicum* (Smith), *Trematoceras* sp., а в алевролитах – *Bakevelia* sp., *Peribositria cf. mimer olenekensis* (Popov) (определения Е.П. Брудницкой и Н.И. Курушина). Завершают разрез песчаники (100 м) со скорлуповатой отдельностью и растительным детритом.

Примерно такой же разрез нижней зоны составлен в басс. р. Лан. В известково-глинистых конкрециях и алевролитах, кроме перибоситрий, обнаружены *Bakevella* sp., *Eumorphotis multiformis* Bittn., конодонты. Верхняя зона (120 м) ложится на нижнюю скорее всего с перерывом. Она начинается гравийно-галечными конгломератами (55 м) с прослоями крупно- и среднезернистых песчаников и редкими линзами алевролитов. Выше этого горизонта обнажаются тонкослоистые алевролиты, в которых обнаружен *Olenekoceras middendorffi* (Keys.). Верхний триас представлен норийским ярусом и развит в бассейнах рек Большой Суникан, Огджено, Лан (нижнее течение). Восточнее небольшой блок их установлен на правом берегу р. Галам (бассейн р. Уда), по р. Милькан. В бассейне р. Галам триасовые отложения были установлены Ф.С. Фроловым в 1965 г., позже они изучались автором статьи (Окунева, 1987).

Нижний норий. Зона *Halobia kawadai*. Нижние горизонты обнажаются на левобережье р. Милькан. В основании залегает пачка (до 35 м) тонкого ритмичного переслаивания. Она состоит из зеленовато-серых алевролитов (мощность прослоев 10 - 15 см) с обугленным растительным детритом и серых плотных массивных тонкозернистых песчаников (3 - 5 см), в которых найдено множество *Palaeopharus oblongatus* Kob. et Ichik. и редкие *Tosarepten* sp. Выше по правому притоку р. Милькан обнажаются песчаники (100 м) мелкозернистые, граувяжковые с конкрециями сидеритового, карбонатного и песчаникового состава с *Tosarepten* sp., *Entolioides* sp.

Из вышележащих песчаников (75 м) происходят *Indigirohalobia indigirensis* (Popov), а в алевролитах (100 м) найдена *Halobia kawadai* Yeh.

Средний норий. Зона *Otapiria ussuriensis* сложена мелкозернистыми комковатыми со скорлуповатой отдельностью песчаниками (до 150 м). За ними следуют алевролиты (40 м) с большим количеством шаровидных конкреций. Отсюда происходят *Placites placoides* Mojs., *Arcestes* sp., *Cladiscites* sp., *Siberionautilus* sp. Разрез зоны заканчивается мелкозернистыми песчаниками (160 м), массивными и со скорлуповатой отдельностью.

Зона *Eomonotis scutiformis*. Нижняя толща (150 м) представлена мелко-, реже среднезернистыми песчаниками, слегка слюдястыми. Отмечено несколько горизонтов с конкрециями. В кремнисто-глинистых конкрециях собраны вид-индекс, *Indigirohalobia milanensis* Okun., *Zittelihalobia obruchevi* (Kipar.), *Entolioides kolymensis* (Kipar.). В плохо сортированных слюдястых мелкозернистых песчаниках верхней толщи (100 м) найдены вид-индекс зоны, *Monotis multicostata* (Kipar.), *M. pinensis* West.

Серия тектонических блоков в верхнем течении р. Уда и Селемджа сложена отложениями нория. Разрезы, составленные в процессе съемочных работ, не всегда корректны. На левобережье р. Лан нижний и средний норий представлен мел-

козернистыми песчаниками (150 - 200 м). В основании залегают мелкогалечные конгломераты. В песчаниках собраны *Striatosirenites* aff. *kinasovi* Bytsch., *Halobia kawadai* Yeh., *Otapiria tugurensis* Okun., *Ot* cf. *dubia* (Ichik), *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Tosarepten suzukii* (Kob.), *Palaeopharus* cf. *oblongatus* Kipar., *Cardinia indigirensis* Kipar., *Falcomytilus tenuiformis* Ichik. (определения Е.П. Брудницкой с добавлениями и исправлениями автора). В бассейне р. Большой Суникан к нижнему - среднему норию отнесены песчаники с прослоями гравелитов и алевролитов, мощностью около 600 м. К ним приурочены *Halobia* cf. *rarestriata* Mojs., *Cardinia indigirensis* Kipar. (определение Е.П. Брудницкой).

На правом берегу р. Джегданна отложения, залегающие на базальтах карнийского возраста, сопоставлены с нижним и средним норием. Разрез начинается мелкогалечными конгломератами (40 м), сменяющимися пачкой (60 м) переслаивания песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев с растительными остатками. По ручью Кали встречены брахиоподы.

Средний норий. Зона *Eomonotis scutiformis* включает песчаники, алевролиты, подводно-оползневые брекчии, конгломераты (до 2100 м). Помимо вида-индекса зоны обнаружены *Arcestes* sp., *Halobia aotii* Kob. et Ichik.

Верхний норий. Скорее всего залегает с перерывом на среднем норие. В основании - 90-метровый горизонт мелкогалечных конгломератов с прослоями разноезернистых песчаников и слюдястых углисто-глинистых сланцев. Выше ложатся слюдястые комковатые алевролиты (200 м), которые перекрываются тонкослоистыми зеленовато-серыми песчанистыми алевролитами с *Monotis zabaikalica* (Kipar.), *M. zabaikalica planocostata* (Kipar.) (определения Е.П. Брудницкой).

Наиболее полный и представительный разрез Торомской СФЗ изучался по береговым обрывам бухты Мамга, побережья Тугурского залива. История изучения, стратиграфия, описание аммоидей и двустворок даны в статьях Т.М. Окуневой и др. (1977; 1991). Здесь приведена палеонтологическая характеристика с учетом новых данных.

Нижний норий. Зона *Pterosirenites tenuistriatus*. Выделяются подзона *Wangoceras* - *Striatosirenites*, которая соответствует слоям с *Halobia kawadai* в шкале по двустворкам, и подзона "Paratrachyceras" *ulynense*, равная слоям с *Halobia aotii*.

В нижнем нории, в нижней подзоне (слои 1 и 2 - Окунева и др., 1977) встречены: *Pterosirenites* aff. *tenuistriatus* (Popov), *Wangoceras* sp., *Striatosirenites* sp. nov., *S.* aff. *kedonensis* Bytsch., *Pinacoceras?* sp., *Hypocladiscites compressus* Welt., *Indigirohalobia indigirensis* (Popov), *Halobia kawadai* Yeh., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Tosarepten suzukii* Kob. и брахиоподы. Ассоциация верхней подзоны содержит "Paratrachyceras" *ulynense* Bytsch., *Pterosirenites tenuistriatus* (Popov), *P. kiparisovae* (Zham.), *P. cf. auritus* Tozer, *Cladiscites* sp., *Otapiria tugurensis*

Okun., *H. aotii* Kob. et Ichik., *Indigirophalobia indigirensis* (Popov), *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Tosapecten*, *Cassionella*.

Средний норий. Зона Otapiria ussuriensis (слой 3 в статье) обоснована видом-индексом, *Otapiria dubia* (Ichik.), *Halobia aotii* Kob. et Ichik., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., а верхняя ее часть – *Indigirohalobia milkanensis* Okun., *Tosapecten subhiemalis* Kipar., *Entolioides kolymensis* (Kipar.), которая в шкале по двустворкам обозначена, как слои с *Indigirohalobia milkanensis*.

Зона Eomonotis scutiformis, подзона Monotis daonellaeformis (слой 3 в статье). В алевролитах, кроме вида-индекса, здесь обнаружены *Placites cf. placoides* Mojs., *Arcestes* sp., *Rhacophyllites* sp.

Верхний норий (слои 4, 5, 6, 7 в статье) залегает с размывом. Из разреза выпадает верхняя часть верхней зоны среднего нория. Часть средненорийской фауны встречается в переотложенных конкрециях вместе с монотидами верхнего нория. Среди них определены *Arcestes biceps* Mojs. (Окунева, 1983, табл. V, фиг. 8), *Otapiria versicostata* Bytsch., *Zittelihalobia obrucheви* Kipar. В нижней подзоне *Monotis zabaikalica* зоны *Monotis ochotica*, кроме того, обнаружены *Monotis ochotica densistriata* (Tell.), *M. jakutica* (Tell.), *M. zabaikalica* (Kipar.), а в верхней подзоне *Monotis subcircularis* (слои 9, 10, 11 в статье) – вид-индекс и *Monotis ochotica ochotica* (Keys.).

Рэтский ярус. Слои с *Megaphyllites insectus* завершают разрез. Строение этой части разреза отражено в описании слоев 12 - 14. В нижней части слоя 12 в конкреционных образованиях содержатся переотложенные *Arcestes colonus* Mojs., *Eusculites* sp., *Zittelihalobia obrucheви* (Kipar.), а также большое количество мелких *Costatoria* sp. Характеристика остальных слоев осталась без изменений. Юго-восточнее норийские отложения закартированы С.И. Гороховым в бассейнах рек Тором, Конин, Теватин.

БУРЕЙНСКИЙ МАССИВ

В Верхне-Амурской СФЗ к нижнему, частично среднему норию условно отнесена ульдургинская свита (1400 м) по сходству вещественного состава и характеру разреза с одновозрастными образованиями Забайкалья и р. Дел, басс. р. Зея. Свита территориально изолирована от охарактеризованных фауной триасовых пород. Два крупных поля ее закартированы в низовьях рек Омутная, Уруша и Большой Невер. Нижняя часть свиты сложена разнозернистыми расланцованными песчаниками, содержащими иногда угловатые обломки и уплощенные включения алевролитов. Филлитовидные тонкополосчатые алевролиты характерны для верхней ее части. Вышележащие огонская и горбуновская свиты ранее уже описывались (Окунева, 1972; Окунева, Хохлов, 1973; Окунева, 1990).

Принципиально новые сведения по геологическому строению и стратиграфическому расчле-

нению верхнего триаса в Ушумунской СФЗ (басс. р. Зея) были представлены автором на рассмотрении IV Дальневосточного стратиграфического совещания. Здесь была собрана большая коллекция органических остатков, сыгравшая большую роль при корреляции разрозненных по блокам частей триасового разреза. Пришлось отказаться от выделения калахтинской, малокалахтинской, а ранее неупсковской и наптаргинской свит, поскольку в каждую из них В.В. Шиханов и В.Н. Пан включали, судя по фауне, части разрезов одного и того же стратиграфического уровня.

Нижненорийские отложения изучались на широтном отрезке р. Дел (рис. 4). Неполный разрез их установлен Ю.А. Мамонтовым в эрозионном срезе по правому борту р. Тында. Базальный горизонт нижнего нория в районе не вскрыт. Распространение прибрежно-морских и морских отложений низов разреза (50 - 70 м) ограничено главным образом реками Малая и Большая Калахта и р. Дел, выше по течению р. Большая Калахта. Это тонко и ритмично чередующиеся разнозернистые песчаники и алевролиты. Ритмы начинаются грубо- и крупнозернистыми плохо сортированными песчаниками, в которых сгустками располагаются слабо окатанные зерна кварца. Они постепенно сменяются мелко- и тонкозернистыми песчаниками, затем алевролитами, а в некоторых ритмах и аргиллитами. К алевролитовым прослоям приурочены обугленные растительные остатки. В основании ритмов отчетливо видны признаки размывов: неровные с "карманами" поверхности напластования. Мощность ритмов 1.5 - 4.5 м. Выше залегает толща (500 м) полосчатых песчаников темно-серого цвета. В средне- и крупнозернистых разностях их нередко мелкие обломки и линзочки черного глинистого материала. Прослои алевролитов имеют мощность до 1.5 м. В средней части толщи в конкрециях и породах Т.М. Окуневой собраны редкие двустворки *Palaeopharus buriji* Kipar., *Otapiria tugurensis* Okun., *Bureiomya dubia* Polub., *Entolioides kolymensis* (Kipar.), *Unionites münsteri* Wissm., *Cassionella simplex* Kipar., *Ochotomya* sp. Кроме того, в песчаниках и конкрециях верхней части нижнего нория (1000 м) встречаются *Oxytoma cf. mojsisovicsi* Tell., *Halobia kawadai* Yeh., *Indigirohalobia indigirensis* (Popov), *Tosapecten cf. suzukii* Kob., *Chlamys* sp., брахиоподы, гастроподы, лопатоногие? Породы этой части нижнего нория отличаются грубым (пласты мощностью 30 - 100 м) переслаиванием разнозернистых песчаников и алевролитов. Особенностью ее также является присутствие пиробикластических песчаников (до 20% переотложенных обломков эффузивных пород) и граувакковых с пятнистой текстурой. Ранее эти породы включались в разновозрастные упомянутые выше свиты, поэтому вещественная характеристика их казалась одинаковой. Приведенные ассоциации двустворчатых моллюсков характеризуют зону *Pterosirenites tenuistriatus*.

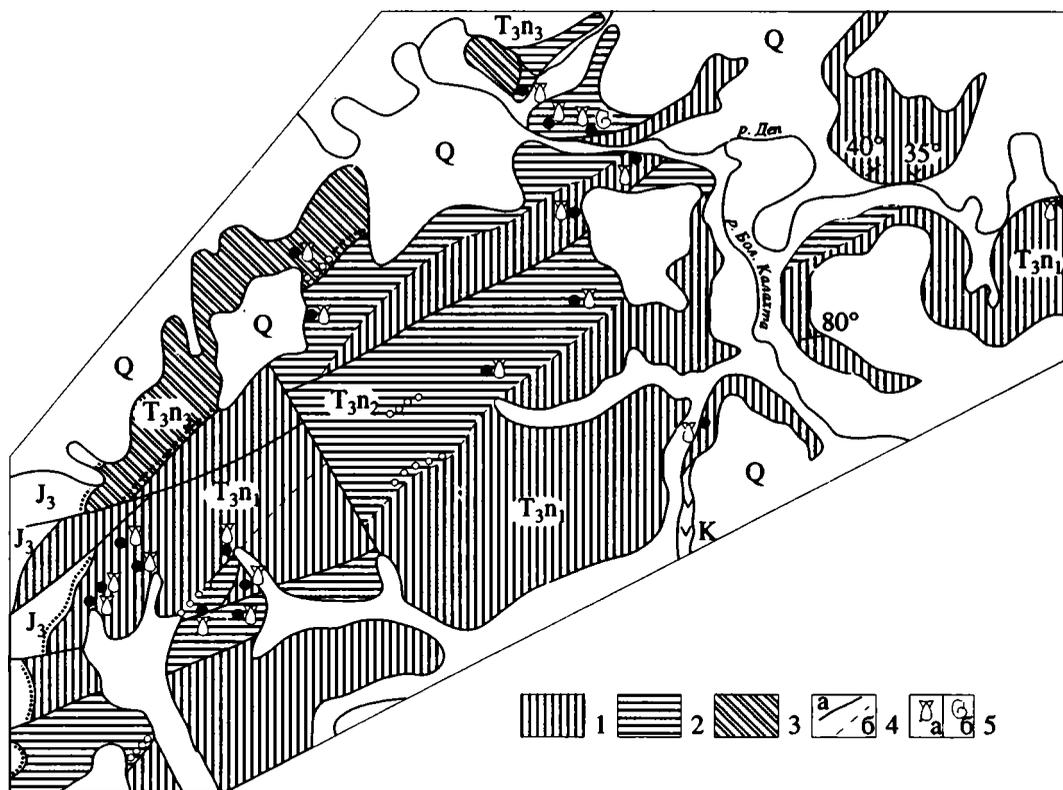


Рис. 4. Схема геологического строения верхнетриасовых отложений басс. р. Лена (Амурская область).

1 – нижний норий; 2 – средний норий; 3 – верхний норий; 4 – тектонические нарушения: а – наблюдаемые, б – предполагаемые; 5 – места находок органических остатков: а – амmonoидей, б – двустворчатых моллюсков.

Средний норий слагает узкую полосу, протянувшуюся в северо-восточном направлении от устья р. Б. Калахта до руч. Васькина.

Зона *Otapiria ussuriensis*. Основание разреза – конгломераты, гравелиты и обломочная брекчия – наблюдается лишь в верховьях р. Малая Калахта. Взаимоотношения с нижележащими породами не полностью ясны, возможно присутствует перерыв. В целом образования данной зоны (400 м) и нижней части зоны *Eomonotis scutiformis* (350 м) очень близки по составу и представлены песчано-алевролитовой толщей. В переослаивании основных слагающих ее компонентов не отмечается четкого ритмичного повторения, столь характерного для нижнего нория. Песчаники в основном мелкозернистые, туфогенные, реже граувакковые. Встречаются прослои песчаников с пятнистой и точечной текстурой и алевролитов, иногда содержащих известково-глинистые конкреции. Фаунистические остатки отмечены по всему разрезу. Это двустворки *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *O. depensis* Brudn. et Okun., *Indigirohalobia kalachtensis* Okun. и амmonoидей *Arcestes* sp.

Зона *Eomonotis scutiformis*. Богатый и разнообразный состав органических остатков, иногда образующих ракушечниковые скопления, обнаружен в отложениях нижней части зоны. В него входят вид-индекс зоны, *Monotis daonellaeformis* (Kipar.), *Zittelihalobia obrucheви* (Kipar.), *Z. shicha-*

novi Okun., *Indigirohalobia kalachtensis* Okun., *I. cf. primorensis* Okun., *Otapiria depensis* Brudn. et Okun., *Ot. annulata* Polub., *Ot. zeensis* Okun., *Arcestes* sp., *Siberionautilus* sp. Верхняя часть этой зоны (50 м) сложена слюдистыми однородными песчаниками. Помимо вида-индекса в них обнаружены *Zittelihalobia obrucheви* Kipar., *Z. schichanovi* Okun., *Halobia aotii inflata* Polub.

Верхний норий. Зона *Monotis ochotica* залегает несогласно на разных горизонтах нижнего и среднего нория. Представлена песчаниками с прослоями алевролитов, в основании конгломератами. Мощность 1000? м. Может быть подразделена на две подзоны: подзону *Monotis densistriata*, в комплекс которой входит *M. ochotica* (Keys.), *M. jakutica* Tell., *Tosapecten subhiemalis* Kipar., *Cardinia ex gr. ovula* Kittl, и подзону *Monotis subcircularis* с видами-индексами подзоны и зоны.

Восточнее, в Нинни-Сагайской СФЗ в бассейне рек Нинни, по М.Т. Турбину, Ю.С. Ляховкину, песчаники с прослоями алевролитов, линзами гравелитов и конгломератов охарактеризованы монотисовой фауной верхней части зоны *Eomonotis scutiformis* среднего нория и зоны *Monotis ochotica* верхнего. В верховье р. Сагаян (бассейн р. Селемджа) М.Т. Турбиным в тектоническом блоке закартированы тонкополосчатые алевролиты, содержащие *Monotis posteroplana* West. (определение Е.П. Брудницкой). Далее на юго-восток в Бу-

реинской СФЗ верхненорийские отложения обнаружены в виде цепочки сближенных блоков вдоль зоны Тахстахских разломов по рекам Гуджал, Урми, Бурея. Они сложены разнотерными песчаниками и алевролитами, реже с раковистым изломом. В массивных алевролитах найдены *Monotis ochotica densistriata* (Tell.), *M. jakutica* (Tell.), которые характеризуют нижнюю подзону зоны *M. ochotica* верхнего нория. Они несогласно залегают на осадочно-вулканогенных породах пермского возраста и размытой поверхности палеозойских гранитоидов. Отмеченные взаимоотношения можно наблюдать по ручью Томтор, правому притоку р. Мальмалта (басс. р. Умальта). Ранее они относились к мерекской свите. Грубообломочные породы в бассейнах рек Сулук и Такса отнесены к триасу условно.

Вдоль восточной границы Буреинского массива в перми заложился краевой Куканский прогиб. Осадконакопление в нем продолжалось на протяжении раннего и среднего триаса. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика триаса Урмийской СФЗ описаны автором (Окунева, 1976^{1, 2}). Новые находки, главным образом, оленекских аммоноидей в карьерах хребта Б. Чурки на юге Хабаровского края, и пересмотр некоторых старых определений привели к уточнениям схемы расчленения. Ранее выделявшиеся здесь нижеиндские отложения пока не обнаружены. Обломки аммоноидей, принимавшиеся за *Otoceras?* оказались новыми нижеоленекскими родом и видом *Churkites egregius* Okun. et Zharn. Однако полностью отрицать присутствие нижеинда здесь нельзя. Поиски отложения этого возраста могут увенчаться успехом, на наш взгляд, в не вскрытой части разреза северо-западнее карьера, находящегося в 5.5 км к северо-западу от пос. Унгун. Примерно в 500 м к северу в промоине нами были обнаружены пермские колымии.

Верхний инд представлен алевролитами (20 м) с прослоями известковистых песчаников. В них собраны аммоноидеи *Gyronites subdharmaus* Kipar., *Vavilovites* sp., двустворчатые моллюски *Promyalina schamarae* (Bittn.), *Neoshizodus laevigatus* Kipar., свидетельствующие о зоне *Gyronites subdharmaus*. Она сопоставлена по объему с верхним индом.

Заново составлен разрез Нижнего Оленека во вновь вскрытой части упомянутого карьера. Крутозалегающие песчаники, алевролиты с прослоями известковистых песчаников и своеобразных конгломератов слагают отдельный блок и содержат богатый комплекс аммоноидей *Owenites nevolini* Burij et Zharn., *Dieneroceras chaoi* Kipar., *Arctoceras septentrionale* Dien., *A. simile* Kipar., *Anaxenaspis orientalis* Kipar., "*Prosphingites*" *ovalis* Kipar., *Churkites egregius* Okun. et Zharn. и двустворок "*Streblopteria*" sp., *Luichiella* (= *Bakevellia*) *ungunica* Okun., ниже *Euflemingites prinadai* (Dien.), *Flemingites* sp., *Cordillerites* sp., *Meekoceras boreale* (Dien.). Мощность зоны *Hedenstroemia bosphorensis* 40 м. Название этой и других зон принято на IV ДСС.

Вышележащая зона *Anasibirites oevolioni* сложена тонкозернистыми песчаниками (40 м) и охарактеризована *Anasibirites onoi* (Yeh.), *A. cf. kingianus* (Waag.), *Wasatchites* sp., *Hemiprionites?* sp.

Слои с *Tirolites* и *Neocolumbites insignis*, сложенные преимущественно песчаниками, содержат лишь *Tirolites* sp., а выше *Olenekites*, *Columbites*, "*Prosphingites*" *insularis*. Мощность до 40 м. Алевролиты (20 м) с *Subcolumbites* sp. и *Arnautoceltites* sp. завершают разрез нижнего триаса.

Последовательность напластования и палеонтологическая характеристика среднего триаса в целом сохранена, кроме некоторых уточнений стратиграфического распространения, в частности *Karangatites evolutus* Popov, а также переизучения представителей семейства *Parapropanoceras* (Окунева, 1990). По аналогии с Южным Приморьем в хребте Большие Чурки в основании анизия выделена зона *Ussuriphyllites amurensis*, ранее включавшаяся в верхнеоленекский подъярус. Песчанниковая толща (50 м) этой зоны включает редкие разрозненные местонахождения *Parapropanoceras chinganicum* Okun., *Karangatites evolutus* Popov, *Ussurites* sp. Выше следуют однородные песчаники (70 м) с *Leiophyllites pradyumna* (Dien.), *Stenopropanoceras babstovense* Okun., *S. zvetkovi* (Popov), *Parapropanoceras churkense* Okun. Зоной *Leiophyllites pradyumna* заканчивается нижний анизий. К среднему анизию относится зона *Arcochordiceras kiraprisovae*, представленная легко узнаваемой толщиной (120 м) песчаников и алевролитов с ходами крупных червей. Палеонтологическая характеристика зоны осталась без изменений – *Hollandites japonicum* Mojs., *Ussurites yabei* Dien., *Sturia japonica* Dien., *Arcochordiceras cf. pustericus* Mojs., *Balatonites kitakamicus* Dien.

Верхнеанизийские однородные массивные песчаники охарактеризованы крайне редкими находками. В 100 м от подошвы обнаружен *Gymnotoceras cf. rotelliformis* (Meek), а в 250 м – *Parapropanoceras tetsa* McLearn, *Frechites* sp., *Monophyllites* sp.

В ладинских песчаниках (50 м) встречен единственный экземпляр *Arctoptychites nanuk* (Tozer) и в кровле разреза (250 м) – мелкие ядра *Daonella*.

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В результате биостратиграфических (изучение конодонтов и радиолярий), литологических и геолого-структурных исследований в семидесятые и восьмидесятые годы представления о строении и истории развития Сихотэ-Алинской складчатой системы коренным образом изменились. Установлено развитие микститов олистостромового типа. Триасовые породы в виде блоков, глыб, пластин залегают среди меловых образований. В данную публикацию включены отложения только западной части системы Горинской СФЗ.

В среднем течении р. Амгунь, в районе оз. Чукчигир недавно обнаружены песчаники, алевролиты с прослоями кремнистых пород (700 м), содер-

жащие *Halobia aotii* Kob. et Ichik. раннего нория, а выше – средненорийских *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Eomonotis scutiformis* (Tell.), а также верхненорийских с *Monotis ochotica* (Keys.). Последние выделены в мерекскую свиту. В последние годы заново переизучен триас бассейна рек Кур и Горин (Заблоцкий и др., 1990; Окунева, 1990). Терригенно-вулканогенно-кремнистые образования слагают здесь несколько блоков. В басс. р. Кур прослежен непрерывный триасово-юрский разрез. В нижней части его правоовкучинская толща сложена песчаниками, гравелитами с *Tosarecten suzukii* (Kob.) и прослоями туфогенно-кремнистых и кремнистых пород, седиментационных брекчий, спилитов. В кластических породах верхней части толщи содержатся ранненорийские *Halobia* cf. *aotii* Kob. et Ichik., *Indigirohalobia indigirensis* (Popov), *Chlamys* sp., *Otapiria* cf. *tugurensis* Okun. Общая мощность толщи 600 - 800 м.

Вышележащая колбаканская толща (250 м) представлена алевролитами, силицифицированными туфами с прослоями песчаников и линзами кремнистых пород. В направлении с северо-запада на юго-восток количество кремнистых пород увеличивается. Такой же состав имеет звонкинская толща (600 м), в которой обнаружены средненорийские двустворки *Eomonotis scutiformis* (Tell.), *Indigirohalobia kalachtensis* Okun., *Zittelhalobia schichanovi* Okun., *Otapiria depensis* Brudn. et Okun., *Ot. reticularis* Trusch.

Сходная с упомянутым разрезом палеонтологическая характеристика триаса в бассейне р. Будюр (левый приток р. Кур) дополняется богатыми комплексами радиолярий, датирующих карнийский и средненорийский возраст пород. Далее на юго-восток на правом берегу р. Ульбин (маглойская толща) и на правом берегу р. Горин (бокторская толща) комплексы радиолярий, характеризующие верхний ладин - нижний карний, верхний карний, нижний - средний и верхний норий, обнаружены среди переслаивающихся алевролитов и кремнистых пород с пластиами спилитов, диабазов, седиментационных брекчий. Общая мощность средне-верхнетриасовых толщ 400, 600 - 800 м. Они согласно перекрываются юрскими подобными образованиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Заблоцкий Е.М., Калачева Е.Д., Окунева Т.М., Сей И.И., Тихомирова Л.Б. Новые данные по стратиграфии триасовых и юрских отложений Горинского синклиория // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тез. докладов IV Дальневосточного Межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1990. С. 148 - 151.

Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 113 с.

Окунева Т.М., Железнов А.А. Новые данные о возрасте халчерангинской свиты (Центральное Забайкалье) // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191. № 2. С. 414 - 417.

Окунева Т.М. (ред.) Триасовая система // Геология Северо-Восточной Азии. Т. II. Л.: Недра, 1972. С. 233 - 267.

Окунева Т.М., Хохлов Э.П. Монголо-Охотская геосинклинальная область // Стратиграфия СССР. Триасовая система. М.: Недра, 1973. С. 262 - 273.

Окунева Т.М. Раннетриасовые моллюски из района хребта Б. Чурки (Хабаровский край) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1976₁. Т. 263. С. 28 - 45.

Окунева Т.М. Анизийские аммоноидеи из района хребта Б. Чурки (Хабаровский край) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1976₂. Т. 263. С. 49 - 65.

Окунева Т.М., Железнов А.А., Смирнов А.Н. Верхнетриасовые отложения побережья Тугурского залива (Западное Приохотье) // Стратиграфия и фауна Борейского триаса. Тр. Ин-та. геол. и геоф. СО АН СССР. 1977. Вып. 334. С. 83 - 99.

Окунева Т.М. Морской триас Забайкалья // Сов. геология. 1983. № 7. С. 47 - 60.

Окунева Т.М. Норийские аммоноидеи и двустворчатые моллюски Забайкалья // Ежегодник ВПО. Л.: Наука, 1985. Т. XXVIII. С. 148 - 167.

Окунева Т.М. О роде *Otapiria* (*Bivalvia*, *Monotidae*) // Пермо-триасовые события в развитии органического мира Северо-Восточной Азии. Проект № 203 (Пермо-триасовые события в восточной части Тетической области и их межконтинентальная корреляция). Международной программы геол. корреляции. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 57 - 73.

Окунева Т.М. Норийские галобииды южных районов Востока СССР // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. Проект № 203 (Пермо-триасовые события в восточной части Тетической области и их межконтинентальная корреляция). Международной программы геол. корреляции. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 88 - 104.

Окунева Т.М. Триасовая система // Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия): Объяснительная записка. Лист 52 (53) – Зея. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 26 - 27.

Окунева Т.М. Норийские пектиниды (двустворчатые моллюски) южных районов Востока СССР // Ежегодник ВПО. Л.: Наука, 1989. Т. XXII. С. 145 - 161.

Окунева Т.М. Биостратиграфия триасовых отложений южных районов Востока СССР // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Проект № 272 (Позднепалеозойские и ранне-мезозойские события Циркумпаффики и их глобальная корреляция). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1990. С. 117 - 124.

Окунева Т.М. О представителях семейства *Ragoroparoceratidae* хребта Большие Чурки (Хабаровский край). Л.: Ежегодник ВПО. Т. XXIII. 1990. С. 262 - 265.

Окунева Т.М. Триасовая система // Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист 50 - 51 – Сковородино. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. С. 26 - 27.

Окунева Т.М. Двустворчатые моллюски и аммоноидеи нория Забайкалья и Дальнего Востока // Атлас руководящих групп фауны мезозоя Юга и Востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1991. Т. 350. С. 6 - 31.

Сей И.И., Заблоцкий Е.М., Окунева Т.М., Мартынюк М.В., Смирнова Г.В. Геологическое развитие региона БАМ в поздне-триасовое - среднеюрское время // Геологические основы металлогенического анализа зоны Байкало-Амурской магистрали. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. С. 79 - 87.

УДК 551.763.121.762.3(517)

ВЕРХНЕЮРСКИЕ И НЕОКОМСКИЕ (?) ОТЛОЖЕНИЯ В ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ (МОНГОЛИЯ)

© 1993 г. В. Ф. Шувалов

Институт озероведения РАН, 196199 Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, 9, Россия

Поступила в редакцию 25.12.91 г.

Впервые описываются обнаруженные автором в районе горы Алтан-Ула и хр. Нэмэгэту озерные, озерно-аллювиальные и аллювиально-пролювиальные дислоцированные отложения юрского и нижнемелового возраста. По литологическим признакам и стратиграфическому положению в общем мезозойском разрезе региона среди них выделены три толщи (свиты): 1 – нижняя красноцветная, преимущественно грубообломочная, пролювиальная (хавцгайтунская свита), 2 – средняя сероцветная, грубообломочная, аллювиальная и озерно-аллювиальная (в низах) и преимущественно тонкообломочная песчано-сланцевая озерная, в верхах (алтанулинская свита), 3 – верхняя пестроцветная, песчанико-аргиллито-конгломератовая, озерно-аллювиальная (душиулинская свита). На основании собранных нами остатков ископаемых конхострак, остракод, рыб и насекомых алтанулинская свита отнесена к неокому, а душиулинская – к апт - альбу. Нижняя, хавцгайтунская свита условно датируется верхней юрой (кимеридж - титонем?) по аналогии со свитами шарилинского горизонта других регионов Гоби, с которыми она имеет сходные литологический состав и стратиграфическое положение.

Заалтайская Гоби является одним из наименее изученных регионов на юго-западе Монголии. Предшествующими исследователями в Ингэни-Ховурской, Бугинцавской, Нэмэгэтинской, Ширэгин-Гашунской и некоторых других впадинах Заалтайской Гоби было выявлено широкое развитие верхнемеловых, преимущественно озерных отложений, расчлененных на ряд свит (Верзилин, 1978; 1980; Мартинсон и др., 1969; Шувалов, 1982; 1975). Из нижнемеловых отложений здесь были установлены лишь апт-альбские, отнесенные к душиулинской свите (Мартинсон, Шувалов, 1976; Шувалов, 1982), распространенные на юго-восточном окончании хр. Эдрэнгийн-Нур, северном склоне горы Онгон-Улан-Ула и в районе горы Души-Ула. Более древних меловых и юрских отложений здесь до самого последнего времени известно не было. Вследствие этого считалось, что заложение основных впадин региона произошло в конце раннего мела, а своего максимального развития они достигли в позднем мелу.

Исследованиями 1987 - 1989 гг. в рассматриваемом регионе МНР нами были впервые выявлены фаунистически охарактеризованные неокомские и, вероятнее всего, верхнеюрские отложения. Обнаружены они на стыке двух субширотного ориентированных горных поднятий – хр. Нэмэгэту и горы Алтан-Ула, входящих в северную монгольскую ветвь Гобийского Тянь-Шаня, а также непосредственно к северу от г. Алтан-Ула. Основные поля развития этих отложений сосредоточены в низовьях сайра ("сухого" русла) Хавцгайтун-Ам (западная оконечность хр. Нэмэгэту), и к западу от него, а также в верховьях Зостын-Сайра (северное подножье горы Алтан-Ула). Но-

вые выходы нижнемеловых отложений найдены, кроме того, в верховьях сайра Торомхон и близ него на северо-западной оконечности горы Алтан-Ула. В целом поля развития стмеченных отложений укладываются в полосу субширотного простирания шириной от 150 - 200 м (на западе) до 3 - 4 км (на востоке), протягивающуюся примерно на 25 км, соответственно от северо-западной оконечности горы Алтан-Ула, вдоль северного ее фаса, до западного окончания хр. Нэмэгэту.

Рассматриваемые отложения представлены континентальными образованиями пролювиального, речного, озерного и смешанного генезиса – красноцветными, сероцветными и пестроцветными конгломератами, конглобрекчиями, гравелитами, песчаниками, аргиллитами, глинами и глинистыми сланцами, формирующими несколько отличных друг от друга толщ. Во всех указанных местах описываемые отложения несогласно залегают на сильно метаморфизованных и складчатых палеозойских образованиях и, в свою очередь, также несогласно перекрываются пестроцветными отложениями верхнего мела. В отличие от последних, залегающих либо горизонтально, либо со слабым уклоном (до 3° - 5°) в стороны близлежащих депрессий, нижнемеловые и верхнеюрские отложения характеризуются довольно крутыми углами падения, достигающими местами 30° - 40°. В целом они формируют асимметричную грабен-синклинали восток-юго-восточного простирания с относительно крутым (до 40°) северным и более пологим (до 15° - 20°) южным бортами. При этом северное крыло синклинали чаще всего оборвано субширотными разломами и скрыто под покровом верхнемеловых и четвертичных отло-

жений. Отчетливо выражено оно лишь в районе сайра Хавцгайтын-Ам и непосредственно западнее него. Внутри самой этой структуры западнее сайра Хавцгайтын-Ам отмечаются небольшие антиклинальные складки и разломы (взбросы) субширотного и северо-восточного простирания с амплитудой смещения по ним до 20 м. В западной части структуры, близ сайра Торомхон прослеживается только южное ее крыло в виде моноклинали с углами падения к северу до 10° - 15°. Серией субширотных разломов типа небольших взбросов (с амплитудой смещения до 3 - 5 м) моноклиналь разбита на отдельные части, а непосредственно к востоку от указанного сайра она осложнена выступом палеозойского фундамента шириной до нескольких сотен метров (в виде горста), разделяющего ее на две субпараллельные части: северную (большую) и южную (меньшую), шириной до 300 - 400 м. В 3 км восточнее сайра Торомхон палеозойский выступ выклинивается и обе ветви моноклинали сливаются в единую моноклиналиную структуру, перекрывающуюся на севере верхнемеловыми, сантон-кампанскими отложениями барунгойотской свиты. Северо-западнее горы Алтан-Ула структура эта скрыта под покровом сеноман-сантонских отложений баинширэнской свиты (Мартинсон и др., 1969; Шувалов, 1982), и видимо, замыкается, так же как и на востоке района у сайра Хавцгайтын-Ам.

Наиболее полные и представительные разрезы рассматриваемых отложений наблюдались нами по сайру Хавцгайтын-Ам и непосредственно к западу от него. Так, близ выхода сайра из горного ущелья на подгорную наклонную к северу равнину (бэль) на палеозойских серых известняках, черных роговиках и розовато-серых гранитах, местами на маломощной коре выветривания по этим породам с угловым и азимутальным несогласием залегают (снизу вверх).

НИЖНЯЯ ТОЛЩА

1. Конгломератобрекчии красно-бурые, состоящие из различно окатанных галек, обломков, а также валунов и глыб размером до 3 - 4 м в поперечнике и ожелезненного песчано-гравелитоглинистого цемента. Среди них в виде единичных линзовидных прослоев мощностью до 3 м присутствуют зеленовато-серые гравелиты и лиловато-бурые щелнистые глины. 70 - 100 м

2. Конглобрекчии лиловато-бурые с линзовидными прослоями зеленовато-серых конгломератов и гравелитов мощностью до 7 м. Местами отмечается замещение по простиранию лиловато-бурых пород красно-бурыми. Основная масса обломочного материала конглобрекчий сложена подстилающими толщу палеозойскими породами. Окатанность и сортировка плохие. Цемент конглобрекчий глинистокарбонатный и железисто-глинисто-песчаный различной плотности. 40 - 50 м

3. Конглобрекчии красно-бурые, плотные с линзовидными прослоями лиловато-бурых и серовато-бурых конглобрекчий, гравелитов и песчаников, а также красно-бурых аргиллитов мощностью до 0.5 м (преимущественно в верхах пачки). Цемент железистокарбонатный. до 200 м

4. Пачка ритмично переслаивающихся красно-бурых конглобрекчий, щелнистых глин, серых песчаников и гравелитов. Мощность прослоев конглобрекчий до 4 м, гравелитов, песчаников и глин - до 1 м. Встречаются единичные линзы серых конгломератов мощностью до 2 м. до 250 м

Выше с небольшим размывом, но без углового несогласия залегают породы средней толщи:

5. Конгломераты и конглобрекчии серого и зеленовато-серого цвета, сменяющиеся по простиранию к востоку пачкой переслаивания конгломератов, песчаников и аргиллитов с горизонтом валунно-галечных конгломератов в основании (до 30 м). 130 м

6. Пачка переслаивания зеленовато-серых и темно-серых слоистых аргиллитов, буровато-серых, серых и желтовато-серых разнотельных песчаников и гравелитов. Мощность аргиллитовых прослоев до 15 м, песчаниковых и гравелитовых - до 6 м. Последние чаще всего линзовидные с включением отдельных хорошо окатанных галек и валунов. В аргиллитах и мелкозернистых песчаниках, в низах пачки нами найдены остатки ископаемых конхострак *Bairdetheria hovuri* Truss. и *Estheriina shuwalovi* Truss. (определение Е.К. Трусовой), обломки крыльев крупной стрекозы, домики ручейников, а также остатки насекомых *Siberiogenites* sp. nov. (устное сообщение А.Г. Пономаренко). до 120 м

Выше согласно залегают отложения, относимые нами к верхней толще:

7. Пачка переслаивания зеленовато-серых аргиллитов, желтовато-серых и буровато-серых песчаников и гравелитов с отдельными линзовидными прослоями мелко- и среднегалечных конгломератов мощностью до 3 м. В верхах пачки аргиллиты пестроцветные (от серых до красно-бурых), мощности прослоев от 0.1 м до 5 м. 60 м

8. Песчаники и гравелиты буровато-желтые и буровато-серые, переслаивающиеся с аргиллитами красно-бурого и зеленовато-серого цвета. Аргиллиты преобладают в верхах пачки, местами по ним развита карбонатная кора выветривания мучнисто-белого цвета мощностью до 1.5 м. 30 м

Выше с угловым несогласием залегают красноцветные конгломераты верхнемеловой баинширэнской свиты, наклоненные к юго-западу под углом 3° - 5° (углы падения в подстилающих отложениях составляют от 30° - 40° до 10° - 15°).

Суммарная мощность описанных отложений свыше 900 м. Из них около 600 м приходится на нижнюю красноцветную грубообломочную пролинвальную толщу (горизонты 1 - 4), 250 м - на среднюю сероцветную, озерно-аллювиальную

(горизонты 5 - 6) и около 100 м – на верхнюю пестроцветную, также озерно-аллювиальную (горизонты 7 - 8) толщи. Принадлежность средней толщи к нижнему мелу определяется содержащимися в ней остатками конхострак и насекомых, встречающихся обычно в неокотских отложениях МНР (Неуструева, 1982; Пономаренко, Попов, 1980; Шувалов, Трусова, 1976). Не вызывает сомнения нижнемеловой возраст и верхней толщи, связанной со средней постепенными переходами и резко отличной от несогласно перекрывающих ее верхнемеловых отложений.

К югу от приустьевой части сайра Хавцгайтын-Ам мощность рассматриваемых отложений существенно уменьшается. Так, в 3 км южнее описанного разреза на левобережье того же сайра несогласно на палеозойских образованиях залегают (снизу вверх).

НИЖНЯЯ ТОЛЩА

1. Конгломератобрекчии красноцветные, плотные с линзовидными прослоями гравелитов и щебнистых песчаников мощностью до 3 м. 100 м

Выше без видимого несогласия залегают сероцветные и пестроцветные отложения (средняя и верхняя толщи):

2. Конгломератобрекчии зеленовато-серые и буровато-серые, плотные, состоящие из различно окатанных валунов, галек, а также глыб и обломков, цементированных песчано-известковистым материалом. 40 м

3. Песчаники желтовато-бурые, грубозернистые. Горизонт линзовидный. до 2 м

4. Конгломераты валунно-галечные, зеленовато-серые с хорошо окатанными валунами и галькой различных палеозойских пород и песчано-глинисто-гравелитовым цементом. Отмечаются отдельные прослои желтовато-серых песчаников и зеленовато-серых аргиллитов мощностью до 1 м. 25 м

5. Аргиллиты слоистые, загипсованные, зеленовато-серые с прослоями темно-серых битуминозных глинистых ("бумажных") сланцев, содержащих остатки ископаемых рыб *Lycoptera fragilis* (определение Е.К. Сычевской), конхострак *Bairdestheria hovuri*, *Estheriina shuwalovi* и насекомых *Siberiogenites* sp. 9 м

6. Гравелиты зеленовато-серые с линзами мелкогалечных конгломератов. до 3 м

7. Аргиллиты рассланцованные, зеленовато-серые, загипсованные. 4 м

8. Конгломераты буровато-серые. 3 м

9. Аргиллиты зеленовато-серые, слоистые, сменяющиеся по простиранию лиловато-бурыми аргиллитами. Присутствуют линзовидные прослои желтовато-бурого песчаника и серого конгломерата мощностью до 2 м. 15 м

10. Песчаники зеленовато-серые и серые, слабо сцементированные и плотные, переслаивающиеся с мелкогалечными конгломератами. 8 м

11. Аргиллиты зеленовато-серые и лиловато-бурые с остатками ископаемой флоры плохой сохранности. 2 м

12. Песчаники желтовато-бурого и желтовато-серого цвета с прослоями конгломератов и зеленовато-серых аргиллитов. 15 м

13. Конгломераты зеленовато-серые и желтовато-бурые с прослоями плитчатых песчаников и гравелитов мощностью до 1.5 м. до 25 м

14. Аргиллиты зеленовато-серые и лиловато-бурые, переслаивающиеся между собой и с мелкозернистыми песчаниками. 7 - 8 м

Выше с угловым несогласием залегают верхнемеловые красноцветные конгломераты. Мощность описанного разреза около 250 м, из них на две верхние толщи приходится 150 м (границу между средней и верхней толщами мы с определенной долей условности проводим по низам 8 горизонта).

В 0.5 км к югу от места предыдущего разреза нижняя красноцветная толща полностью выклинивается, а в 1 км южнее на палеозой ложатся несогласно уже верхнемеловые отложения.

К западу от сайра Хавцгайтын-Ам мощности нижнемеловых и верхнеюрских отложений также постепенно сокращаются, при этом в первую очередь выклинивается нижняя красноцветная толща. Она уже полностью отсутствует в районе Зостын-Сайра (в 8 - 9 км западнее Хавцгайтын-Ама), где на палеозойских метаморфизованных образованиях несогласно лежат (снизу вверх).

1. Конгломератобрекчии зеленовато-серые, состоящие из различно окатанных валунов и галек, а также глыб размером до 1 м в поперечнике и обломков метаморфических сланцев, известняков, кварца и других палеозойских пород, сцементированных песчано-гравелито-известковистым материалом. 50 - 80 м

2. Песчаники различной плотности, серого, зеленовато-серого и желтовато-серого цвета, переслаивающиеся между собой. Встречаются прослои плотных "ядровидных" песчаников мощностью до 1 м. 30 м

3. Пачка переслаивания желтовато-серых, зеленовато-серых и серых песчаников и слоистых аргиллитов. Мощности аргиллитовых прослоев до 1 м. В последних обнаружены остатки ископаемых филлопод (конхострак) *Bairdestheria immemorata* Truss., *B. murchisoniaeformis* Truss., *B. sinensis* (Chi), *B. middendorffii* (Jones) и насекомых, сходных с указанными ранее. 40 м

4. Аргиллиты зеленовато-серого цвета. 10 м

5. Песчаники различной плотности зеленовато-серого и желтовато-серого цвета с прослоями слоистых аргиллитов и глинисто-карбонатных сланцев. до 30 м

Выше несогласно залегают верхнемеловые отложения баинширэнской свиты.

Мощность описанного разреза около 180 м. Принадлежность слагающих его отложений к нижнему мелу определяется находками в них остатков ископаемой фауны конхострак, характерных в основном для неокома Монголии и соседних с нею районов Китая и Забайкалья (Неуструева, 1982; Шувалов, 1982; 1987). В целом они соответствуют средней толще разрезов Хавцгайтын-Ама.

О характере нижнемеловых отложений на западе района можно судить по их разрезу, наблюдавшемуся нами в верховьях правой (восточной) составляющей сайра Торомхон. На палеозойских известняках и кремнистых породах здесь залегают (снизу вверх).

1. Конгломераты валунно-галечные буровато-розовато-серого с желтоватым оттенком цвета с линзовидными прослоями зеленовато-серых и лиловато-бурых аргиллитов и песчаников мощностью до 0.3 м. 50 м

2. Конгломераты зеленовато-серые с линзовидными прослоями песчаников и гравелитов мощностью до 2 м. В верхах пачки отмечаются единичные прослои слоистых аргиллитов мощностью до 1.5 м. 30 м

3. Пачка переслаивания зеленовато-серых аргиллитов, разнотерристых песчаников и известняков. Отмечаются единичные линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов мощностью до 0.3 м. В верхах пачки наряду с зеленовато-серыми присутствуют лиловато-бурые аргиллиты. В аргиллитах встречены остатки флоры плохой сохранности, нижнемеловых остракод *Limnocypridea* sp., *Pyrosurgimorpha* sp. и др. (определение И.Ю. Неуструевой). до 50 м

Мощность описанных отложений около 130 м.

Выше несогласно залегают верхнемеловые конгломераты, песчаники и глины.

Во внутригорной впадине к северу от вершины Алтан-Улы (3 км восточнее сайра Торомхон) мощности нижнемеловых отложений сокращаются до 25 - 30 м и менее. Низы их разреза здесь представлены разногалечными конгломератами буровато-серого цвета (до 15 м), а верхи – аргиллитами зеленовато-серыми и лиловато-бурыми, загипсованными, тонкослоистыми с прослоями песчаников, обогащенных обугленными растительными остатками (10 - 12 м). В песчаниках и аргиллитах наблюдаются остатки остракод *Jumetia* ex gr. *pentonoda* Hou, *Cypridea* sp., *Mongolianella* sp., *Lycopteroscypris* sp. плохой сохранности (определение И.Ю. Неуструевой).

Сравнение приведенных разрезов показывает как их значительные различия, так и определенное сходство.

Одно из важнейших отличий заключается в том, что нижняя красноцветная грубообломочная пролювиальная толща присутствует лишь в разрезах восточного участка района, по сайру Хавцгайтын-Ам и непосредственно к западу от него (рис. 1, разрезы I и II).

В центральных и западных частях района эти отложения отсутствуют. По своему положению в мезозойских разрезах, цвету и составу эта красноцветная толща в целом сходна с отложениями шарилинской свиты Восточной Гоби, тормхонской свиты Центральной Монголии, уланундурской свиты Южной Гоби и ихэснурской свиты Западной Монголии, входящих в шарилинский горизонт МНР, и, видимо, также как и они, имеет верхнеюрский, кимеридж-титонский возраст (Шувалов, 1982).

Несомненной спецификой отличаются отложения и средней части разрезов (средней толщи) на востоке района. В частности, выше горизонта сероцветных конгломератов в них присутствуют весьма характерные озерные фации тонкослоистых битуминозных (“бумажных”) сланцев и слоистых аргиллитов с многочисленными ископаемыми остатками филлопод (конхострак), насекомых, остракод и рыб, типичных для неокома МНР, Китая и Забайкалья. Определенное литологическое сходство эти части разрезов района Хавцгайтын-Ама обнаруживают лишь с сероцветной толщей, развитой в верховьях Зостын-Сайра, в средней части которой присутствуют близкие по составу остатки неокомских насекомых и конхострак. На западе района подобных отложений нет.

Что касается верхних частей разрезов (верхней толщи) восточного участка, то они и литологически, и по характеру переслаивания пород имеют несомненное сходство с разрезами западной части района. Их объединяет и присутствие однотипных органических остатков (остракод и обугленной флоры). По всем этим признакам и положению в общем мезозойском разрезе региона рассматриваемые пестроцветные песчаники, аргиллиты и конгломераты соответствуют свитам хухтыкского горизонта МНР, в частности апт-альбской душиулинской свите, выделенной нами в более западных районах Заалтайской Гоби (Мартинсон, Шувалов, 1976; Шувалов, 1982). Соотношения между различными частями описанных разрезов показаны на рис. 1.

Учитывая указанное выше сходство верхних частей разрезов на востоке района с разрезами западной его части, с одной стороны, и с душиулинской свитой (районы Эдрэнгийн-Нуру, Души-Ула и Онгон-Улан-Ула) – с другой, мы считаем целесообразным все их отнести к единой душиулинской свите Заалтайской Гоби, расширив ее пространственное распространение на Алтанулинский район.

Отложений, подобных нижней красноцветной и средней сероцветной толщам восточного участка района, ранее в Заалтайской Гоби не описывалось. Вследствие этого нижнюю толщу, развитую главным образом по сайру Хавцгайтын-Ам и близ него, мы выделяем в хавцгайтынскую свиту (по названию данного сайра), а перекрывающие ее сероцветные конгломераты, песчаники, аргил-

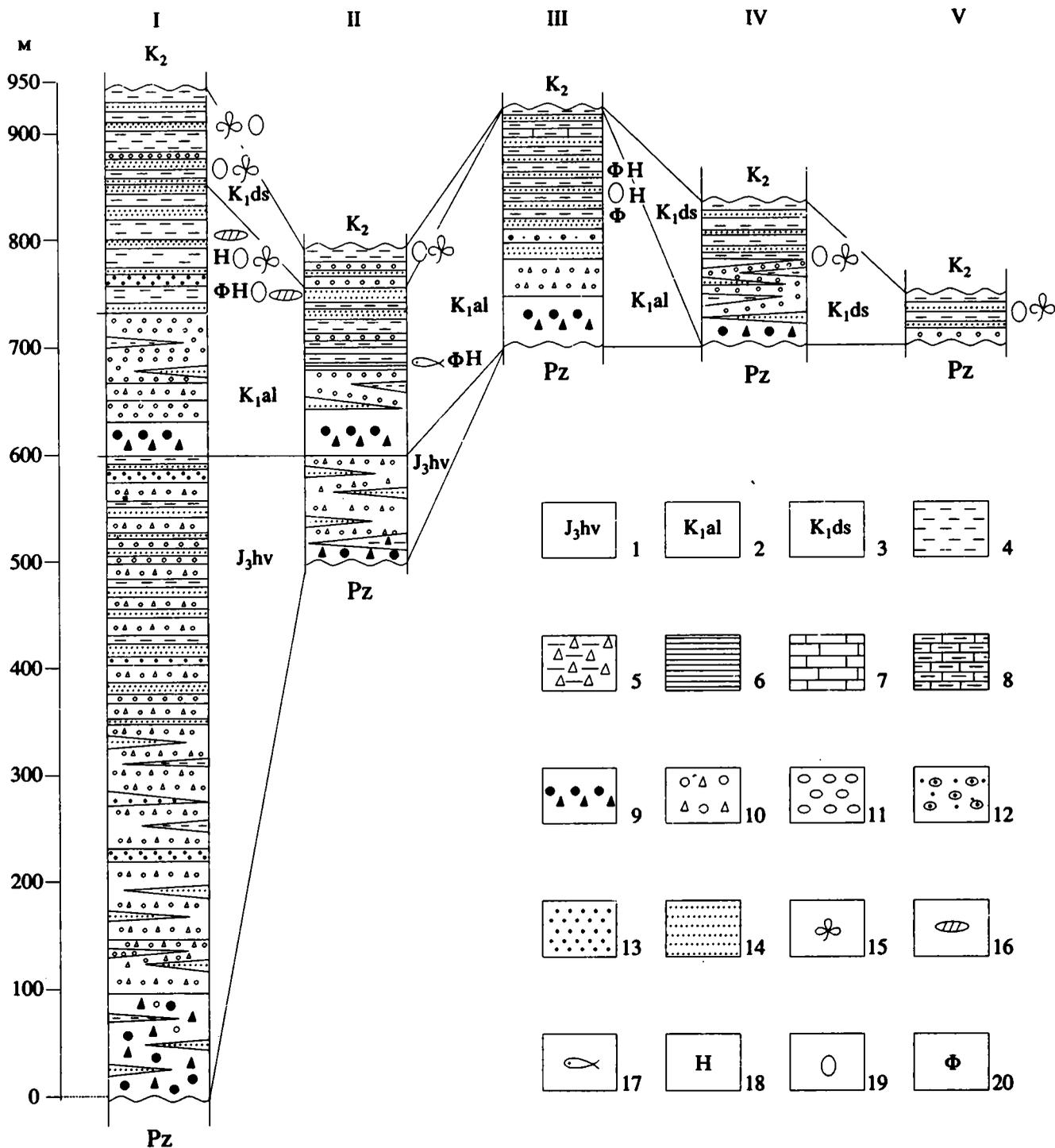


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов верхней юры (?) и нижнего мела Алтанулинского района Заалтайской Гоби.

I – район приустьевой части сайра Хавцгайтын-Ам; II – 3 км южнее устья сайра Хавцгайтын-Ам; III – район Зостын-Сайра (северное подножье Алтан-Улы); IV – верховья восточной составляющей сайра Торомхон; V – 3 км восточнее сайра Торомхон.

1 – верхняя юра, кимеридж - титон (?) – хавцгайтынская свита; 2 – нижний мел, неоком – алтанулинская свита; 3 – нижний мел, апт - альб – душиулинская свита; 4 – аргиллиты и аргиллитоподобные глины; 5 – щебнистые аргиллиты; 6 – битуминозные глинистые (“бумажные”) сланцы; 7 – известняки; 8 – глинисто-карбонатные сланцы; 9 – крупные глыбы и валуны; 10 – конгломератобрекчи, 11 – конгломераты; 12 – ядровидные песчаники; 13 – гравелиты; 14 – песчаники; 15 – 20 – ископаемые остатки: 15 – флора, 16 – домики ручейников, 17 – рыбы, 18 – насекомые, 19 – остракоды, 20 – филлоподы (конхостраки).

литы и сланцы, распространенные как на востоке, так и в центре района (Зостын-Сайр) – в самостоятельную алтанулинскую свиту (по названию горы Алтан-Ула). Первую из этих свит, как отмечено выше, мы параллелизуем со свитами шарилинского горизонта Монголии (верхняя юра, кимеридж - титон), а вторую – с нижнемеловыми, неокмскими отложениями цагангольской свиты Южной Гоби, гурванэрэнской свиты Западной Монголии и другими свитами цаганцабского и шинхудукского горизонтов МНР (Шувалов, 1982; 1987). Состав фаунистических комплексов, встреченных в алтанулинской свите, более всего соответствует свитам и подсвитам шинхудукского горизонта, т.е. готерив - баррему (Пономаренко, Попов, 1980; Шувалов, 1982; Яковлев, 1968). Однако, учитывая их приуроченность к средней и верхней частям алтанулинской свиты, в целом мы относим ее к неокому.

Таким образом, в восточной части района, видимо, присутствует весь разрез нижнего мела (алтанулинская и душиулинская свиты) и верхи юры (хавцгайтунская свита), в центре (Зостын-Сайр) – только нижний мел, неоком (алтанулинская свита), а на западе – лишь верхи нижнего мела (душиулинская свита).

В свете отмеченного представляется, что возникновение мезозойского алтанулинского прогиба вероятнее всего произошло еще в середине поздней юры, когда в восточной его части, близ устья Хавцгайтун-Ама, сформировалась сравнительно узкая (до 3 км) и небольшая по площади, но значительная по глубине (более 500 м) субширотная приразломная впадина, в которой при теплом аридном климате происходило накопление пролювиальных красноцветных, плохо сортированных, преимущественно грубообломочных отложений (хавцгайтунская свита). В неокоме район осадконакопления расширился к югу и западу (до Зостын-Сайра и несколько западнее него). В это время, в условиях уже более влажного климата, вначале формируются аллювиальные, преимущественно грубообломочные сероцветные конгломераты и гравелиты, а позднее – типично озерные тонкослоистые аргиллиты, песчаники и “бумажные” сланцы (алтанулинская свита). В конце раннего мела (в апт - альбе) происходит дальнейшее расширение депрессионной зоны на запад (до сайра Торомхон), причем озерные условия осадконакопления в ней в это время чередовались с речными, о чем свидетельствует состав душиулинской свиты района (аргиллиты, песчаники, разногалечные конгломераты и др.). При этом происходило и колебание климатических условий – от умеренно влажных до семиаридных, на что указывает пестроцветность отложений (от серых до красно-бурых), а также обилие углефицированных остатков во многих горизонтах, с одной стороны, и заглипсованность некоторых горизонтов – с другой. Судя по распространению слоистых аргиллитов данной свиты, озерные бас-

сейны в апт - альбе существовали как на востоке, так и на западе прогиба, но целиком его не занимали, поскольку в центре (район Зостын-Сайра) подобных осадков не отмечается. Одновременно изменение состава отложений от конгломератов (в низу разреза) до песчаников и аргиллитов (в его верхах) указывает на постепенное выравнивание окружавшего впадины горного рельефа.

Новое расширение площади осадконакопления в данном районе Заалтайской Гоби произошло уже в начале позднего мела, т.е. во время формирования отложений баинширэнской свиты, и в дальнейшем распространилось на прилегающие с севера, запада и юга территории, занимаемые Бугинцавской, Ингэни-Ховурской и Нэмэгэтинской впадинами, в пределах которых широчайшим развитием пользуются сантон-кампанские (барунгойотская свита) и маастрихтские (нэмэгэтинская свита) озерные и аллювиально-пролювиальные отложения (Мартинсон, Шувалов, 1976; Шувалов, 1982).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Верзилин Н.Н.* Генезис верхнемеловых отложений Южной Монголии на основе тафономических наблюдений // Вестник ЛГУ. 1978. № 12. С. 7 - 13.
- Верзилин Н.Н.* Основные особенности осадконакопления на территории Южной Монголии в поздне меловую эпоху // Вестник ЛГУ. 1980. № 6. С. 18 - 27.
- Мартинсон Г.Г., Сочава А.В., Барсболд Р.* О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 5. С. 1081 - 1084.
- Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф.* Стратиграфия и ископаемые моллюски нижнемеловых озерных отложений Заалтайской Гоби в Монголии // Ископаемые пресноводные моллюски и их значение для палеолимнологии. Л.: Наука, 1976. С. 20 - 50.
- Неуструева И.Ю.* Условия обитания раннемеловых острокод Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 126 - 144.
- Пономаренко А.Г., Попов Ю.А.* О палеобиоценозах раннемеловых озер Монголии // Палеонт. журн. 1980. № 3. С. 3 - 13.
- Шувалов В.Ф.* Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18 - 80.
- Шувалов В.Ф.* Возраст цаганцабского горизонта Монголии в свете новых радиологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 68 - 77.
- Шувалов В.Ф., Трусова Е.К.* Новые данные о стратиграфическом положении позднеюрских и раннемеловых конхострак Монголии // Палеонтология и биостратиграфия Монголии (Тр. Совм. Сов.-Монг. палеонт. экспед., вып. 3). М.: Наука, 1976. С. 236 - 265.
- Шувалов В.Ф., Чхиквадзе В.М.* Новые данные о поздне меловых черепках Южной Монголии // Ископаемая фауна и флора Монголии (Тр. Совм. Сов.-Монг. палеонт. экспед., вып. 2). М.: Наука, 1975. С. 214 - 229.
- Яковлев В.Н.* Ихтиофауна мезозойских озер Сибири // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 189 - 202.

УДК 551.782.12:551.781.53(575)

АКТЕПИНСКАЯ СВИТА КОПЕТДАГА И ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИЦЫ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА

© 1993 г. А. А. Воронина*, С. В. Попов**, В. М. Трубихин***, В. П. Калугин****

*Московский государственный университет, 117234 Москва, Россия

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

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

****Туркменский научно-исследовательский геологоразведочный институт,
74400 Ашхабад, проспект Свободы, 81, Туркменистан

Поступила в редакцию 18.03.92 г.

Актепинская свита Копетдага имеет позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст. Белые кварцевые пески актепинских слоев, судя по фаунистическим и палеомагнитным данным, не вполне одновозрастны; в западных разрезах они моложе, а восточнее верхняя и нижняя границы их удревняются. Обсуждаются палеогеографические особенности бассейнов конца олигоцена - начала миоцена. Максимальное распространение в Средней Азии имели отложения, которые датируются началом миоцена.

Отложения верхнего олигоцена и нижнего миоцена широко развиты в западной части Средней Азии, однако их полнота зависит в большинстве случаев от приуроченности к тем или иным тектоническим блокам. Наиболее полными являются разрезы Западного Копетдага, однако в силу их литологической однородности и слабой фаунистической характеристики, они мало пригодны для рассмотрения проблемы по установлению границы палеогена и неогена. Восточнее отложения олигоцена и миоцена залегают на разных горизонтах эоцена, отличаются мелководностью и значительным количеством перерывов. Они содержат относительно богатые комплексы моллюсков, фораминифер и остракод. К таким регионам относятся Центральный, Гяурский и Восточный Копетдаг, где развиты верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения актепинской свиты. Проблема ее стратиграфического объема и возраста непосредственно связана с более общей проблемой проведения границы палеогена и неогена в Восточном Паратетисе.

В 1937 г. А.В. Дановым в предгорьях Центрального Копетдага (к югу от Бахардена) была выделена толща белых кварцевых песков, названная "актепинскими слоями". Позже А.В. Дановым (1957) и П.И. Калугиным (1957) эти отложения были закартированы, а возраст их определен как олигоценовый. В 1962 г. А.В. Дмитриев и Г.Е. Кожевникова ниже актепинских слоев выделяют пачку песчаников и алевролитов - "слой с нонионидами и остракодами". В.Н. Крымус (Судо, Крымус, 1966) рассматривал актепинские слои как нижнюю часть карагауданской свиты.

В дальнейшем актепинская свита и пограничные с ней отложения, встречающиеся в них моллюски, фораминиферы, остракоды, их палео-

магнитная характеристика изучались А.В. Дмитриевым, Г.Е. Кожевниковой (1963), М.М. Судо (1967, 1968, 1970), Т.Р. Розыевой (Смирнов и др., 1976; Розыева, Лаптева, 1973), Л.Д. Ятченко (1982), Л.Е. Невмирич (Ятченко, Невмирич, 1984), Х.Х. Ходжадовым (1976). Возраст ее определялся как средне-верхнеолигоценный (Дмитриев, Кожевников, 1962), верхнеолигоцен-нижнемиоценовый (Дмитриев и др., 1975; Судо, 1967, 1970), верхнеолигоцен-среднемиоценовый (Дмитриев, Кожевникова, 1972; Смирнов и др., 1972), среднемиоценовый (Ходжадов, 1976), как тарханский для кварцевых песков (актепинские слои) и верхнеолигоцен-нижнемиоценовый для подстилающих песчано-глинистых отложений (Ятченко, 1982). Несмотря на большое количество работ, посвященных этим широко распространенным в пределах Копетдага отложениям, вопрос о возрасте актепинской свиты все еще продолжает обсуждаться. В последние годы авторами была получена дополнительная информация, позволяющая уточнить стратиграфическую принадлежность актепинской свиты, существенно дополнив ее палеонтологическими и палеомагнитными данными. Палеомагнитные исследования проводились В.М. Трубихиным с 1968 по 1977 год на разрезах хр. Халац (Гяурсдаг), Актепинской и Арчманской гряд.

Методика палеомагнитной обработки была стандартна. Из отобранных ориентированных шtuффов выпиливались кубики с ребром 2 см. Все образцы были подвергнуты термоочистке до 200°C в пространстве со скомпенсированным магнитным полем. Измерение остаточной намагниченности производилось на рок-генераторе JR-4. Помимо векторных характеристик, были изучены скалярные магнитные параметры пород, такие, как величина естественной остаточной на-

магнитности (I_n), идеальной намагнитченности (I_n), остаточной намагнитченности насыщения (I_{rs}) и разрушающего ее поля (H'_{cs}), а также магнитная восприимчивость пород (k).

Полученные данные позволяют провести корреляцию с одновозрастными отложениями соседних регионов, высказать некоторые соображения о палеогеографических особенностях бассейна, о проведении границы между палеогеном и неогеном.

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ АКТЕПИНСКОЙ СВИТЫ КОПЕТДАГА

Отложения актепинской свиты имеют наибольшую мощность (в обнаженной части) и содержат наиболее богатый комплекс фауны в своем стратотипическом районе – в Актепинской гряде, в разрезах песчаного карьера и по оврагам к западу от него (рис. 1, разрез III). Разрез этот, неоднократно описанный в литературе, состоит из трех основных толщ, залегающих с размывом на зеленовато-серых карбонатных глинах с прослоями желто-бурых глинистых доломитов келятинской свиты верхнего эоцена. Стратиграфически (снизу вверх) это:

1. Глины (до 20.5 м) зеленые, на свежем сколе темно-серые, слабо алевритистые майкоповидные с рыбной чешуей и присыпками ярозита, содержащие многочисленные остатки фораминифер. По данным М.М. Судо (1967) это *Caucasina schischkinskayae* (Sam.), *Bulimina tumidula* Bogd., *Cibicides amphisyliensis* (Andreae), *Nonion granosus* (Orb.), *Spiroplectamina cf. terekensis* Bogd.

2. Выше с размывом залегают песчаники зеленовато-серые пятнистые полимиктовые с прослоями алевролитов. Мощность их изменчива: в карьере – 7 м, в 2 км западнее – 40 м (Судо, 1967), в 4 км – около 28 м. В разрезе карьера в основании этой пачки найдены плохой сохранности *Nucula cf. comta*, *Parvicardium sp.*, *Lentidium sp.*, *Janschinella sp.*, *Thracia ventricosa*, а М.М. Судо из разреза в 2 км к западу от карьера из этих отложений собраны *Mytilus sp.*, *Lentipecten cf. corneus*, *Pycnodonte califera*, *Plagiocardium abundans*, *Nemocardium* (*Habe-cardium*) *sp.* Комплекс фораминифер, в общем сходный с комплексом подстилающих глин, отличается появлением *Polymorphidae*, *Porozonion dendriticus* (Chalil.), *Elphidium operosum* Bogd. и др. (Судо, 1967) и многочисленных остракод.

3. С постепенным переходом выше залегают пески светло-серые и белые кварцевые (50 м), в средней части с прослоем ракушняка (0.3 м) с отпечатками и ядрами крупных *Glycymeris pilosa deshayesi*, *G. lunulata*, ? *Panopea*. В разрезе в 3-х км западнее карьера в кровле белых кварцевых песчаников нами найден прослой ракушечника с ядрами моллюсков – масса *Corbula* (*Lenticorbula*) *cf. sphenioides*, *C. (L.) sp.*, *Parvicardium sp.*, ? *Ceras-toderma*, ? *Callista*, ? *Angulus*, ? *Siliqua*, ? *Cordiopsis*.

В разрезах, находящихся в 2-х км и далее к западу от карьера, актепинские слои перекрываются (залегающими в большинстве случаев с размывом) красноцветными отложениями карагауданской свиты, содержащими остатки *Crassostrea gryphoides*, на основании которых их относят к тарханскому региононису.

Толща 1 данного разреза получила название “слои с *Caucasina schischkinskayae*” (Дмитриев, Кожевникова, 1962, 1963). М.М. Судо вначале (1967) сопоставлял ее с “рыбной пачкой” майкопской свиты Западного Копетдага, а потом включил в актепинскую свиту в качестве нижнеактепинских слоев (Судо, 1970). Толща 2 выделяется А.В. Дмитриевым и Г.Е. Кожевниковой (1962, 1963) как “слои с нонионидами и остракодами”. М.М. Судо (1970) выделяет ее в качестве среднеактепинских слоев и отмечает ее несогласное залегание, в ряде случаев не только на слое 1, но и на подстилающих верхнеэоценовых образованиях. Отложения толщи 3 являются собственно актепинскими слоями (Данов, 1957) или верхнеактепинскими слоями актепинской свиты (Судо, 1970), или верхней частью “слоев с нонионидами и остракодами” (Дмитриев и др., 1975). Микрофауна из этих отложений в стратотипическом разрезе не известна. Породы толщи 3 намагнитчены в основном обратно. Лишь в средней части на уровне прослоя с фауной фиксируется горизонт прямой полярности около 10 м мощности.

В разрезах Арчманской гряды наблюдается постепенное замещение песчаной толщи на более глинистую. Наиболее опесчаненным является разрез ее восточного окончания (рис. 1, разрез 3), где снизу вверх по разрезу выходят:

1. Глины (16 - 18 м) “майкоповидные” темно-серые алевритистые ожелезненные с гипсом и ярозитом с фораминиферами зоны *Naplophragmoides kjurendagensis kjurendagensis* (Ятченко, 1982).

2. Выше с размывом залегают переслаивания (8 - 10 м) сильно алевритистых глин и светлых рыхлых песчаников. В глинах обнаружены *Saccamina zuramakensis*.

3. Белые кварцевые пески (60 м), в 25 м от основания, с прослоем плотного серого песчаника с отпечатками и ядрами *Rzehakia socialis*, *Parvicardium sp.*, *Corbula* (*Lenticorbula*) *sp.* Перекрываются пески залегающими с размывом отложениями, которые в основании кое-где содержат линзы конгломератов с *Crassostrea gryphoides*.

Породы толщи 2 намагнитчены прямо, равно как и нижняя часть толщи 3. Выше примерно до песчаников с фауной включительно, породы толщи 3 характеризуются обратной намагнитченностью. Верхняя часть толщи 3 сложена только прямонамагнитченными породами.

Западнее, в 4 км к западу от колодца Куюджа, актепинские пески включают многочисленные прослои алевритистых глин, которыми фаціаль-

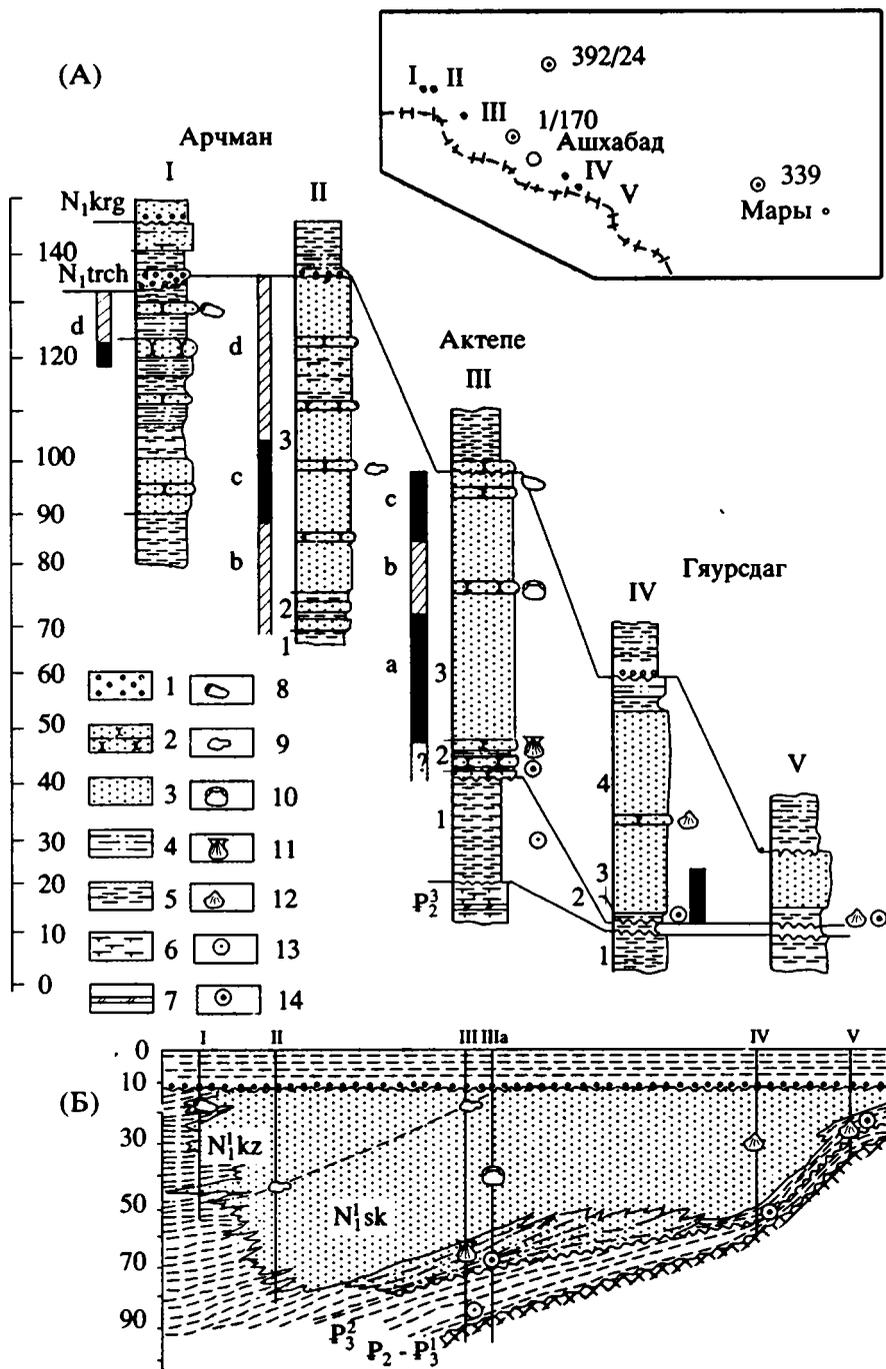


Рис. 1. (А) Схема сопоставления и расположения разрезов актепинской свиты.

I – западное окончание Арчманской гряды, II – восточное окончание Арчманской гряды, III – Актепинская гряда, IV – у пос. Калининский, V – в 12 - 13 км восточнее пос. Калининский.

(Б) Фациальный профиль отложений актепинской свиты.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – пески; 4 – алевролиты; 5 – глины неизвестковые; 6 – глины известковые; 7 – прослой доломитов. 8 - 12 – комплексы моллюсков: 8 – с *Rzehakia socialis*, 9 – с *Corbula (Lenticorbula) sphenoides*, 10 – с *Glycymeris pilosa deshayesi*, 11 – с *Lentipecten corneus*, 12 – с *Corbula (Lenticorbula) sokolovi*; 13 – комплекс фораминифер с *Po-rosononion dendriticus*, *Elphidium onerosum*; 14 – комплекс фораминифер со *Spiroplectammina terekensis*.

но замещается большая их часть. В песках в 5 м от кровли залегают линзовидные прослои песчаника-ракушняка с многочисленными *Rzehakia socialis*, *Eoprosodacna cf. kartlica*, *Cerastoderma cf. amponi*. Верхняя часть этого разреза сложена прямонамагнитными породами. Этот разрез в верхней части очень сходен с разрезом, описанным Л.Д. Ятченко (1982) западнее Арчманской гряды, на горе Керр, у пос. Баурме. Так же как в разрезе горы Керр, здесь на темных алевритистых глинах с размывом и конгломератом в основании (от 0 до 4 м) залегают отложения, представленные в нижней части глинами (4 м), в верхней — переслаиванием желтовато-серых песков, серых алевролитов (5 м). В конгломератах основания найдены остатки *Crassostrea gryphoides*. Перекрывается эта толща песчаниками, алевролитами и известняками со *Spaniodontella карагана*. Л.Д. Ятченко из аналогичных по положению в разрезе глин нижней части этой толщи установлено наличие микрофауны тарханского горизонта, а вышележащую пачку песчаников он принимает за актепинские пески, поэтому отсюда делается вывод об их тарханском возрасте. На наш взгляд, сделанный таким образом вывод о тарханском возрасте актепинских песков несостоятелен.

В Гяурсаде актепинские слои выходят в разрезах долины р. Кельты-чинар, а также к востоку от нее. Наиболее полным разрезом является разрез правого борта долины р. Кельты-чинар в районе пос. Калининский (рис. 1, разрез IV). Снизу вверх по разрезу здесь выходят:

1. Глины (25 м) зеленовато-серые известковистые алевритистые с *Anomalina munda* (N. Вук.), *Cibicides crimensis* Sch., *Marginulina behmi* (Reuss), *Asterigerina lucida* Minak., *Uvigerinella californica parva* Kl. (Дмитриев и др., 1975), фауной мелких *Nucula sp.*, *Nuculana sp.*, *Corbula sp.*

2. Выше по резкой отчетливой границе, вероятно, со следами размыва залегают глины (2 м) темно-серые слабокарбонатные, слабоалевоитистые с налетами марганца, с ярозитом с крупными *Nucula comta*, кардидами.

3. По резкой границе с размывом выше выходят глины (2 м) желтовато-зеленые, пятнистые, брекчированные алевритистые.

4. Пески светлые кварцевые (40 м), в средней части в 20 м от основания проходит слой с линзовидными прослоями детритового известковистого массивного песчаника-ракушечника (1.5 - 2 м) с массой *Corbula (Lenticorbula) sokolovi*, *C. (L.) sphenioides*, *Angulus nysti*, *Siliqua sp.*, *Cerastoderma sp.*, *Callista sp.* Нижняя часть песков намагничена обратно.

Выше по резкой границе с размывом залегают пестрые, а выше красные глины карауданской свиты, в которых по данным Л.Е. Невмирич (Ятченко, Невмирич, 1984) обнаружены среднемиоценовые фораминиферы с *Bolivina tarchanensis*

Subb. et Chutz. Предыдущими исследователями, неоднократно изучавшими этот разрез, из алевролитоглинистой пачки, подстилающей актепинские пески (слой 3) определена фауна фораминифер с *Porosonion ex gr. dendriticus* (Chalil.), *P. aff. granosus* (Orb.), *P. ex gr. martkobi* (Bogd.), *P. ex gr. subgranosus* (Egger.), *Elphidium onerosum* (Bogd.), *Polymorphina sp.* и др. [10], а из актепинских песков, кроме того, "*Cardium cf. helmersenii*" (= *C. laevinae* = *C. prigorovskii*), *Turpanotonos sp.* (Дмитриев и др. 1975; Судо, 1968) и обильные остатки водорослей.

Крайний восточный разрез, охарактеризованный фауной, описан М.М. Судо (1968) в 12 - 13 км восточнее пос. Калининского. Комплекс моллюсков по определениям последнего включает "*Cardium helmersenii*", "*C.*" cf. *abundans*, *Corbula gibba*, *Angulus nysti*, *Nucula cf. comta*. В глинах, подстилающих актепинские пески, встречен нонионидовый комплекс фораминифер. Сами пески имеют сокращенную мощность (11 м) и фауны не содержат, их верхняя часть срезана предкарагауданским (предтарханским) размывом.

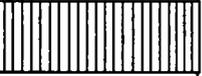
Крайние восточные выходы актепинских песков располагаются в Восточном Копетдаге в разрезе Арабкала и Кырнава к западу от пос. Чилькез, где они с размывом залегают на отложениях нижнего олигоцена (слоях со *Spiroplectamina carinata*) и содержат *Porosonion granosus* (Orb.). Их мощность не превышает 27 м, перекрываются они среднемиоценовыми отложениями карагауданской свиты (Бирман, 1974).

ОБЪЕМ АКТЕПИНСКОЙ СВИТЫ И ЕЕ ВОЗРАСТ

На основании изложенного можно заключить, что под собственно актепинскими слоями обычно понимается фация белых кварцевых песков. Актепинскую свиту мы, вслед за М.М. Судо, понимаем более широко, включая в нее также подстилающие зеленовато-серые пески и глины, залегающие на эоценовых и нижнеолигоценовых отложениях со значительным перерывом и несогласием.

Исходя из материалов по изучению разрезов можно заключить, что актепинские слои в предгорной полосе Копетдага не разновозрастны. В стратотипическом районе, в разрезах Актепинской гряды, глины пачки 1 по микрофауне относятся к зоне *Spiroplectamina terekensis* позднего олигоцена и сопоставляются с каратомакской свитой Северного Устюрта и ее аналогами (схема). Лежащие выше с размывом зеленовато-серые пески по присутствию нонионидового комплекса микрофауны и полигалинных двустворок можно сопоставить с самыми верхними байгубека — кинтыкчинскими слоями Приаралья, нугринской свитой Ергеней и др. Присутствие в вышележащих белых актепинских песках *Glycymeris pilosa deshayesi* дает возможность датировать эти отложе-

Схема сопоставления отложений верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений восточной части Восточного Паратетиса

Отдел	Горизонт (регионарус)	Центральное Предкавказье	Волго-Донской регион, Ергени	Северный Устюрт, Северное Приаралье	Западный Копетдаг	Центральный Копетдаг, Гяурдаг	Южное Приаралье	Кызылкумы								
Миоцен	Тарханский	тархан		тархан	тархан	тархан										
	Коцахурский	рицевская		биштюбинская	кулмачская (пачка "д")		слой с <i>Saccamina zuramakensis</i>									
	Сакараульский	ольгинская					слой с <i>Neobulimina elongata</i>									
	Караджалгинский	караджалгинская	? цаганхакская ? арадыкская		пачка "Г"	актепинская	актепинские слои									
Олигоцен	Калмыцкий	верхний	зеленчукская	калмыцкая	верхняя	байгубекская	кюрендагская	пачка "В"	актепинская	слой с нонионидами и остракодами	дарьялыкская	слой с <i>Porosonion dendriticus</i>	сарбатырская	верхняя	слой с <i>Lentidium kuzhasaicum</i>	
		нижний	(септариевая, алкунская) баталпашинская		нижняя	каратомакская		пачка "Б"		слой со <i>Spiroplectamina terekensis</i>		слой со <i>Spiroplectamina terekensis</i>		нижняя	слой с <i>Corbula helm-erseni</i>	

ния нижним миоценом. Состав моллюсков в кровле актепинских песков указывает на нарушение нормальноморских условий и обеднение фауны. Подобный набор моллюсков наблюдается в переходных сакараул-коцахурских слоях Грузии. Таким образом, справедливо отнесение М.М. Судо белых актепинских песков этого района к нижнему миоцену.

Западнее, в разрезах Арчманской гряды, присутствие *Rzehakia* и *Eoprosodacna* в верхней части актепинских песков однозначно свидетельствует о коцахурском возрасте вмещающих пород, а присутствие в средней части толщи моллюсков родов *Parvicardium* и *Corbula* (*Lenticorbula*) при корреляции со стратотипическими разрезами Грузии, вероятнее всего, указывает на переходный сакараул-коцахурский возраст пород. В Восточном и Гяурском Копетдаге комплекс фораминифер с *Porosonion dendriticus* – *Elphidium operosum* и моллюсков с *Plagiocardium* cf. *abundans*, *Cerastoderma prigorovskii* и *Corbula sokolovi* позволяют сопоставить эти отложения с байгубекской (s. s.) свитой. При этом родовой состав и соотношение видов найденных в песках моллюсков и фораминифер свидетельствует о прибрежных или лагунных условиях осадконакопления.

Указанную разновозрастность актепинских песков подтверждает анализ как векторных, так и скалярных магнитных характеристик изученных горных пород. Если в разрезе Актепинской гряды отмечаются снизу вверх горизонты обратной полярности, прямой и вновь обратной (обозначим их буквами *a*, *b*, *c* соответственно), то в разрезе Арчман-восточный наблюдаются горизонты *b* и *c* и выше появляется горизонт прямой полярности *d*. В разрезе же Арчман-западный присутствует в основном лишь горизонт прямой полярности – *d* (рис. 1).

К аналогичным выводам приводит и анализ скалярных магнитных характеристик. Как было показано (Крежовских, Нечаева, Трубикин, 1980), базальные горизонты трансгрессивных и регрессивных фаз осадочных циклов характеризуются повышенными значениями таких параметров, как, например, I_{rs} и H_{cs} .

В самом восточном из изученных в магнитоминералогическом отношении разрезе Халац (Гяурдаг), в подошве актепинских слоев четко выделяется пик максимума этих параметров. Выше по разрезу значения их стабилизируются, и второй пик, связанный с регрессией, отсутствует. По всей видимости осадки, отвечающие регрессии, здесь уничтожены вследствие трансгрессивного налегания карагауданской свиты на актепинские слои.

Западнее, в разрезе Актепинской гряды, нижний максимум выражен очень слабо, зато повышенные значения I_{rs} и H_{cs} , связанные с регрессивным этапом, наблюдаются отчетливо. Наконец, еще западнее в Арчманской гряде, несколько ни-

же слоев с *Rzehakia* и *Eoprosodacna* мы вновь наблюдаем “базальный пик” значений I_{rs} и H_{cs} , связанный с началом нового – коцахурского этапа осадконакопления.

АНАЛОГИ АКТЕПИНСКОЙ СВИТЫ В СОСЕДНИХ РЕГИОНАХ

Как фауна (о чем было сказано выше), так и палеомагнитная характеристика собственно актепинских слоев показывают их соответствие стратотипическим разрезам сакараул-коцахура Грузии. И там, и там низы этих толщ намагничены обратно, затем следует относительно маломощная зона прямой полярности, а потом вновь зона обратно намагниченных пород. Венчается разрез мощной зоной прямой полярности, принадлежащей целиком коцахуру. Можно лишь констатировать некоторую гетерохронность палеонтологической границы между сакараулом и коцахуром. Если в разрезах Копетдага она близка к подошве верхней зоны прямой полярности (*d*), то в разрезе Уплисцихе (Грузия) она опускается к подошве предыдущей зоны обратной полярности (*c*).

Что же касается положения сакараул-коцахурского этапа относительно магнитохронологической шкалы, то анализ магнитостратиграфической шкалы неогена Паратетиса позволяет сопоставить выделенные в настоящей работе палеомагнитные зоны с хронами 5C и 5D.

К северу от Копетдага – в Предкопетдагском прогибе – аналоги актепинской свиты в фации белых песков выделяются в разрезах скважин в центральной части прогиба, где в районе Изгант их мощность составляет 170 м (Абдуллаев, 1960). Они также развиты и на южном склоне Туранской плиты (Судо, 1970). В восточной части прогиба и в Юго-Восточной Туркмении актепинские пески замещаются пестроцветными мелководными отложениями мургабской свиты, в западной – их замещают глинистые толщи верхов майкопской серии.

В Северной и Северо-Восточной Туркмении аналогами этих отложений могут считаться верхи дарьялыкской свиты, точнее слои с *Porosonion dendriticus* и *Cibicides ornatus* (Иванова, 1971), которые содержат моллюсков *Cerastoderma prigorovskii*, *Lentidium kuzhasaicum*, *Glossus subtransversus*, ? *Angulus* sp. (коллекция Р.Л. Мерклина, скв. 215, сборы Урецкого).

В Каракалпакии, в Таджикистанском прогибе, и у г. Ургенч В.Н. Поляков и др. (1971) указывают на присутствие верхнемайкопских отложений, представленных коричневато-серыми известковистыми глинами, несогласно залегающими на аналогах белоглинской свиты. Эти породы, наряду с *Porosonion dendriticus*, *Cibicides ornatus*, *Elphidium operosum*, *Uvigerinella californica*, включают также *Neobulimina* ex gr. *elongata*, *Bolivina* sp. (слои с *N. ex gr. elongata*) и сопоставляются ими с

кинтыкчинской свитой Северного Приаралья и ольгинской свитой Предкавказья. Выше в Ассакеауданском, Барсакельмесском и Таджиказганском прогибах по их данным с несогласием залегают серовато-коричневые известковистые глины и алевролиты (12 - 40 м) с *Saccammina zugamakensis*.

В пределах Сарыкамышской дельты и Заунгузских Каракумов вероятные аналоги актепинских слоев вскрыты рядом скважин и выходят в естественных обнажениях. Залегают они с небольшим размывом на верхней части дарьялыкской свиты в большинстве случаев с выпадением ее верхов. Так, в скважине в 6 км восточнее развалин крепости Шах-Сенем комплекс моллюсков по определениям И.А. Коробкова представлен ядрами и отпечатками *Callista italica* Defr., *C. cf. erucynoides* Lam., *Cordiopsis gigas* Lam., *Tapes (Callistotapes) vetulus* Bast., *Tellina planata* L., *Glossus* sp., *Lucina borealis* L., *Turritella turris* Bast., *T. pythagorica* Hilb. var. *gabae* Niedz., *Cerithium* sp. Восточнее в скв. 209 Палванкуи в прослоях красных алевролитов заключены ракушечники, состоящие по определению Б.П. Жиженко из створок *Glycymeris cf. deshayesi* May., *Arctica* sp., "Cardium" cf. *kubeckii* May., *Thracia* sp. На возвышенности Тумек-Кичиджик в верхней части пестроцветной песчаной толщи с прослоями глин встречены многочисленные остатки "Cypripina" *gigantica* Ben., *Cordiopsis gigas* Lam., *Meretrix* sp. (Кузьмина и др., 1970). Данные комплексы, состоящие из крупных тепловодных форм, включающие турритела и не содержащие характерных олигоценых форм, скорее всего могут быть сопоставлены с сакаральским комплексом Грузии.

Несколько южнее (в районе колодцев Аджикуи) в разрезах появляются прослой глины, мергеля, песчаника и гипса. Состав фауны моллюсков отличается большим разнообразием, здесь она представлена одновидовым захоронением *Callista ex gr. splendida* Mer. (Кузьмина и др., 1970).

В Западных и Центральных Кызылкумах актепинским слоям отвечают отложения верхнесарбатырской подсвиты. Их нижняя часть представлена "слоями с *Corbula helmersenii*", где кроме нее встречаются раковины *Cerastoderma prigorovskii*, *C. cf. karaschokense*, *C. mutabile*, *Cordiopsis westendorpi nysti* (коллекции Мерклина; Беленькой, 1976).

В Каракатинской, Бешбулакской котловинах и на Сарбатыре Р.К. Макаровой (1967) выше выделяются "слои с *Lentidium kuzhasaicum*" (= "слои с *Tellina planata*" - Беленькая, 1976) песчаники и ракушечники с *Nucula nucleus*, *Arctica*, *Callista*, крупными теллинидами, *Glossus ex gr. burdigalensis*, *Glycymeris*, *Thracia*, *Cordiopsis*, *Panopea*, *Lentidium kuzhasaicum*. Л.П. Кахановой и А.И. Коробковым (1970) в Каракитинской, Агитминской и Мынбулакской котловинах в песчаниках верхов верхнесарбатырской свиты определены

Glossus subtransversus kumsuatensis, *Callista erucynoides*, *Panopea menardi*, *Lentidium kuzhasaicum*, *Peronea aquitana*, *Glycymeris deshayesi*, *Pitar lamarki*, *Thracia ventricosa*, а также миоценовый морской еж *Echnocardium orthotum*, приведена микрофауна - *Porosononion dendriticus*, *Elphidium operosum*, *Cibicides ornatus*. Такой комплекс фауны, свидетельствующий о восстановлении условий, близких к нормальноморским и приходе новых тепловодных элементов фауны, дает возможность коррелировать вмещающие отложения со средней частью актепинской свиты разрезов Актепинской гряды (песками, подстилающими белые кварцевые пески).

В Юго-Восточной Туркмении аналогами актепинских песков и слоев с нонионидами является пестроцветная пачка, выделенная в Низменных Каракумах (Судо, Тимофеев, 1966), где встречаются "Cardium" ex gr. *cingulatum*, "*C. helmersenii*" (= *Cerastoderma prigorovskii*), *Corbula sokolovi*, *Cordiopsis incrassata*, *Nucula* sp., *Abra* sp., *Mytilus* sp. и нонионидовый комплекс фораминифер. Эта толща М.М. Судо сопоставляется с байгубеком.

С байгубеком можно также сопоставить толщу красноцветных глин и алевролитов с "Cardium *levinae*" (= *Cerastoderma prigorovskii*) из скважин к северо-западу от г. Мары (Джабарова и др., 1963), которая выделяется как пестроцветная толща.

В западных отрогах Гиссарского хребта, в Гаурдак-Керкинском районе, присутствует пестроцветная толща, сопоставляемая с кзылчинской свитой Южного Узбекистана. В районе поселка Гаурдак толща вскрывается в разрезах Мукринской и Кугитангской гряд, где она представлена переслаиванием пестроцветных глин, алевролитов и песчаников с прослоями гипса и строматолитовых известняков. Здесь А.Н. Нигаровым, И.А. Гончаровой и С.В. Поповым были собраны моллюски: в нижней части толщи *Cerastoderma prigorovskii*, *C. ex gr. mutabile*, *Corbula (Lenticorbula) sokolovi*, *C. (L.) helmersenii bogatschevi*, *Corbula (Varicorbula) gibba*, *Lentidium* sp., *Sphenia nana*, *Cordiopsis westendorpi*, в верхней части толщи наряду с ними появляются *Mytilus cf. acutirostris*, *Venus multilamella*, *Callista lilacinoides*, ? *Tapes* sp., *Parvicardium* sp., ? *Acanthocardia* sp., *Panopea cf. intermedia*, *Turritella turris*, *Turridae*, ? *Genota* sp. Здесь, так же как в комплексах моллюсков верхов сарбатырской свиты, следует особо отметить присутствие венерид, характерных для нижнего миоцена (определения А.И. Гончаровой). Так, вид *Callista lilacinoides* считается индекс-видом для миоценовой части эгерских отложений Западного Паратетиса.

Восточнее эти пестроцветные отложения прослеживаются вплоть до Таджикской депрессии, где они выделяются в качестве шурьсайских слоев массагетской серии, залегающих на подстилающих с несогласием и размывом. Представлены они красноцветными алевролитами и песчаниками с прослоями глин (более 200 м). В нижней части

толщи (гиссаракских слоев по Г.Х. Салибаеву) содержатся прочной гипсов, строматолитовых известняков и встречены отпечатки и ядра моллюсков: *Corbula sokolovi*, *Cerastoderma ex gr. mutabile*, *C. cf. prigorovskii*, *Mytilus sp.*, *Angulus nysti.*, *C. arcaensis*, *Callista sp.*, *Cordiopsis westendorpi*, *Janschinnella cf. garetzkii*, *Tympanotonos* (Салибаев, 1977 и определения С.В. Попова, И.А. Гончаровой по коллекциям Г.Х. Салибаева). Этот комплекс представлен преимущественно эвригалинными родами и видами. Об условиях нарушенного солевого режима при накоплении этих осадков свидетельствует и резкое преобладание одного или нескольких видов в каждом из местонахождений. В то же время в отдельных разрезах (Шургасан, Зарчоб, по данным Салибаева) состав моллюсков более богат и встречаются представители тепловодных полигалинных родов: *Isognomon*, ? *Atrina*, *Glycymeris* (или *Limopsis*), *Turritella*.

Эти отложения, так же как кызылчинская свита, вероятно, должны сопоставляться с кинтыкчинскими слоями Северного Приаралья, с верхами сарбатырской свиты Кызылкумов и, предположительно, с караджалгинской свитой Предкавказья (схема). Именно этот стратиграфический уровень по данным моллюсковой фауны можно считать основанием миоцена, хотя окончательное решение этой проблемы требует еще дополнительных доказательств.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАКАСПИЯ

Поздний олигоцен. Морской бассейн начала позднего олигоцена (низы калмыцкого региона, см. схему) покрывал несколько меньшие площади в южном Закаспии по сравнению как с раннеолигоценовым, так и с более поздними водоемами. При общей крайней мелководности бассейна и сравнительной близости к берегу, на что указывает наличие красноцветных отложений, краевые прибрежные фации в рассматриваемом регионе не известны; вероятно, они размыты последующими трансгрессиями. Представлены отложения начала позднего олигоцена почти повсеместно глинами. Макрофауна в них встречается редко. Состав ископаемых моллюсков, когда они присутствуют, указывает на соленость вод, близкую к нормальной (около 30‰). Наиболее глубоководный комплекс (с *Nucula comta*, *Palliolum hauchecornei*, *Lentipecten*, *Cuspidaria*) встречен в дарьялыкской свите Южного Приаралья, более мелководные – с *Thracia ventricosa*, *Chlamys bifida* и др. – в пачке “в” (рыбной) кюрендагской свиты Западного Копетдага и в “слоях с *Cardium abundans*” сарбатырской свиты Кызылкумов.

Бассейн конца позднего олигоцена (верхи калмыцкого региона, см. схема) значительно отличался от предшествовавшего как по занимае-

мой площади, так и по составу осадков и обитавшей в нем фауны. В восточном Приаралье, в Кызылкумах, на юге и юго-востоке Туркмении песчано-алевролитовые отложения этого водоема залегают трансгрессивно на более древних отложениях. Ископаемая фауна этого возраста встречается почти повсеместно, где развиты морские отложения, но характеризуется малым систематическим разнообразием: среди моллюсков резко доминировали крайне эвригалинные формы – *Cerastoderma prigorovskii* и *Corbula helmerseni*, в составе фораминифер преобладали нониониды; резко увеличилось количество остракод, разнообразие которых также упало – преобладали представители *Cytheridea*, рода *Loxosoncha* (Разыева, Лаптева, 1973). По акватории бассейна состав этой фауны также, вероятно, менялся мало. Более разнообразный состав моллюсков указывался лишь в слоях с *Corbula helmerseni* Кызылкумов (Макарова, 1973; Беленькая, 1976), где, согласно Р.К. Макаровой, более богат комплекс нижней части (“слоев с *Cardium leviniae*”, откуда ею определены *Glossus*, *Cordiopsis*, *Panoera*, *Thracia*), а выше встречены лишь *Cerastoderma prigorovskii*, *Corbula helmerseni* и пресноводные гастроподы. Такой состав моллюсков показывает, что соленость этого бассейна была не выше 20‰, но уменьшалась до 10‰ и ниже. Более грубый состав осадков, широкое развитие бентосной фауны, наличие захоронений в виде “банок” – скоплений раковин, перенесенных течениями, свидетельствует о мелководности этого водоема почти на всей рассматриваемой площади (кроме, возможно, самой западной части).

Ранний миоцен. Максимальная морская трансгрессия в рассматриваемом регионе датируется нами ранним миоценом (караджалгинский регион). В это время море на юго-востоке проникло до Гиссарской долины, севернее доходило до Центральных Кызылкумов и Заунгузских Каракумов (рис. 2). Состав осадков этого водоема оставался довольно грубым, терригенным, в восточной краевой части известны соленосные, гипсоносные отложения, а также строматолитовые известняки.

Состав фауны указывает на изменение палеогеографических связей и, вероятно, температурного режима бассейна: наряду с многочисленными еще олигоценовыми реликтами (*Cerastoderma prigorovskii*, *Glossus subtransversus*, *Thracia ventricosa* и др.) в составе моллюсков появились новые тепловодные, относительно полигалинные формы: *Callista lilacinoides*, *Venus multilamella*, *V. alternans*, *Isognomon*, *Glycymeris*, *Turritella* и др. В составе фораминифер Э.Ф. Цацир (1989) указывает появление полигалинного, тепловодного рода – *Discorbinella*. Последние указывают на связь этого бассейна с Тетисом и Западным Паратетисом. По характеру географического распределения этих форм в разрезах можно заключить, что соленость основной предкопетдагской части водо-

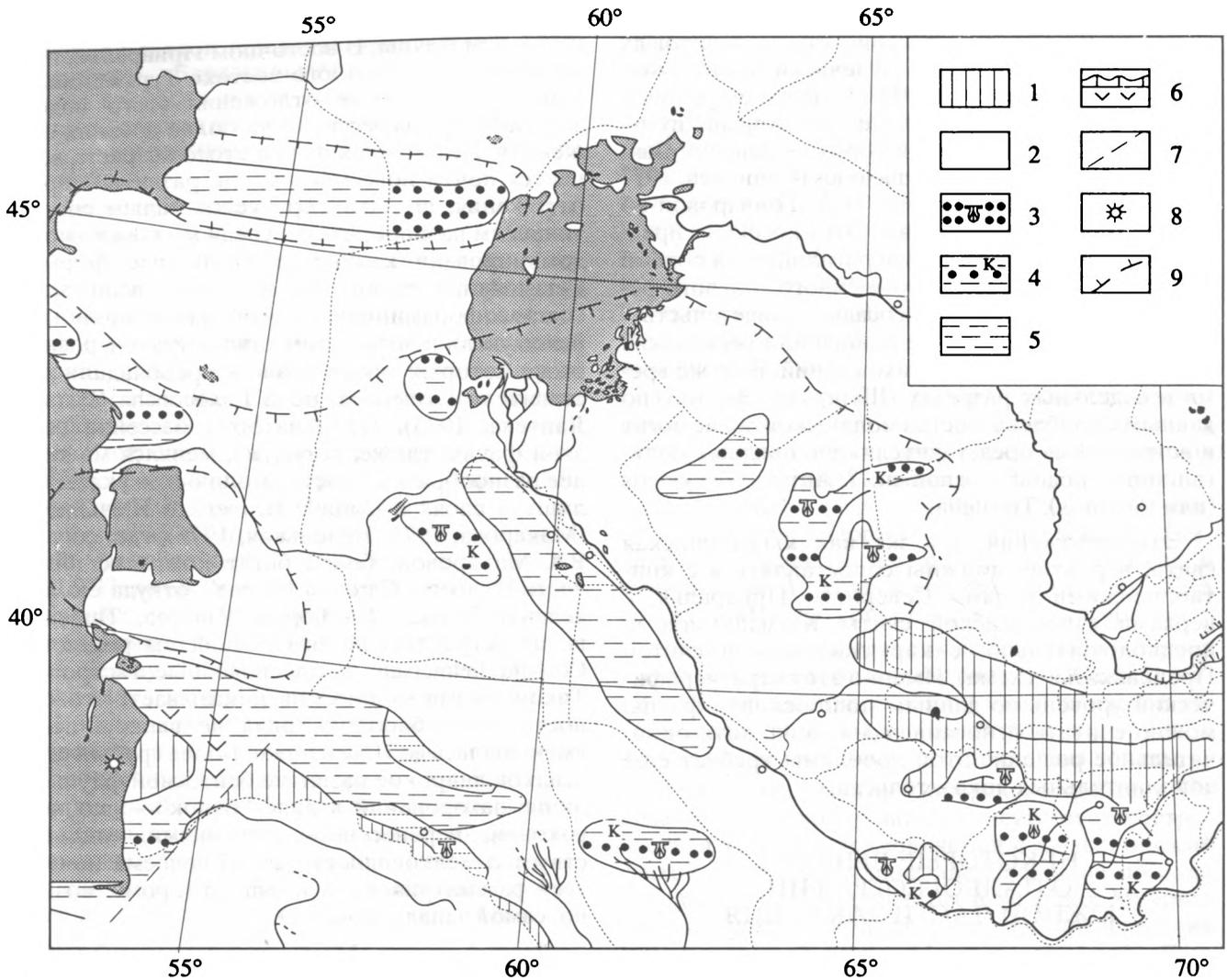


Рис. 2. Литолого-фациальная схема отложений максимума трансгрессии нижнего миоцена Закаспия.

1 – приподнятая суша; 2 – отсутствие морских осадков. Морские отложения: 3 – пески, песчаники, местонахождения моллюсковых комплексов, 4 – красноцветные глинисто-алевролитовые и песчаные отложения, 5 – глины, 6 – прослои строматолитовых известняков и вулканических пеплов; 7 – наиболее крупные разломы; 8 – вулканические сооружения; 9 – предполагаемые границы морского бассейна.

ема, где встречены представители родов *Lenticpecten*, *Nemocardium*, *Rusnodonte*, *Discorbinella* и др., составляла не менее 28 - 30%. В восточной таджикской части водоема она была неустойчивой и условия, необходимые для обитания полигалинных вселенцев (25 - 30%), сменялись на менее благоприятные, когда эти моллюски погибали и широко распространялись лишь эвригалинные формы: *Cerastoderma*, *Turpanotopos*, корбулиды. Вся фауна моллюсков, известная для отложений этого возраста (в Центральном Копетдаге, Кызылкумах, Юго-Восточной Туркмении и Таджикской депрессии), обитала в самых прибрежных, мелководных условиях.

Позднее в раннем миоцене бассейн стал быстро регрессировать – осадки сакараульского и коцахурского водоемов достоверно известны лишь

в Западном и Центральном Копетдаге и во впадинах Южного Приаралья. Несмотря на неполные, отрывочные данные, можно заключить, что соленость этого водоема в сакараульское время была близка к нормальной и продолжалось замещение олигоценых реликтов на тепловодных миоценовых тетисных вселенцев: увеличивалось разнообразие венерид, кардиид, туррителл.

Коцахурское опреснение бассейна происходило постепенно и привело прежде всего к резкому обеднению фауны: в составе фораминифер стала доминировать *Saccamina zuramakensis*, среди моллюсков – *Parvicardium*, *Corbula* (*Lenticorbula*) и появились ржегакии. Коцахурские эндемичные кардииды развивались или мигрировали сюда несколько позже. Соленость коцахурского водоема с эндемичной фауной оценить трудно, но

вымирание даже таких эвригалинных родов, как *Pavicardium*, развитие типичных солоноватоводных форм свидетельствуют о солености не выше 10 - 14‰ и нарушенном составе солей.

На протяжении коцахурского времени регрессия моря продолжалась, и осадки последующего тарханского водоема (карагауданской свиты) во всех изученных разрезах Копетдага залегают со значительным несогласием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев З.А. Результаты разведочного бурения на нефть и газ в Предкопетдагском прогибе // Перспективы нефтегазоносности и направление геолого-разведочных работ в западных районах Средней Азии. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 200 - 203.

Беленькая И.Г. Стратиграфия и моллюски олигоценых и нижнемиоценовых отложений Центральных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1976. 96 с.

Бирман А.С. О строении арабкалинской толщи Восточного Копетдага // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1974. № 4. С. 96 - 100.

Вялов О.С. Палеоген кюрендагского типа в Туркмении // Бюлл. МОИП. Отдел. геол., 1957. Т. 32. № 6. С. 81 - 92.

Данов А.З. Палеоген Центрального Копетдага // Геология СССР. Т. XXII. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 220 - 221.

Джабарова В.В., Лапшин О.Н., Мерклин Р.Л., Ткачук М.А. К вопросу о верхнеолигоценых отложениях Юго-Восточной Туркмении и содержащейся в них фауне моллюсков // Новые данные по геологии Туркменской ССР. М.: Гостоптехиздат, 1963. С. 213 - 218.

Дмитриев А.В., Кожевникова Г.Е. О возрасте актепинских слоев Центрального Копетдага и района Гяурс-Дага // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1962. № 5. С. 119 - 121.

Дмитриев А.В., Кожевникова Г.Е. О палеогене Центрального Копетдага // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1963. № 2. С. 99 - 107.

Дмитриев А.В., Кожевникова Г.Е. Палеогеновая система. Центральный Копетдаг и Гяурсдаг // Геология СССР. Т. 22. М.: Недра, 1972. С. 291 - 296.

Дмитриев А.В., Джабарова В.В., Кожевникова Г.Е. и др. Палеоген Туркмении // Ашхабад: Ылым, 1975. 195 с.

Иванова В.А. Олигоценые и нижнемиоценовые отложения Юго-Восточного Устюрта, Южного Приаралья и северо-восточных Заунгузских Каракумов // Тр. ВНИИГаз, 1971. Вып. 31. С. 159 - 182.

Калугин П.И. Гяурская антиклиналь и Восточный Копетдаг // Геология СССР. Т. XXII. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 221 - 226.

Каханова Л.П., Коробков А.И. Возраст морских красцветных кайнозойских отложений и подстилающих зеленых глин Центральных и Юго-Западных Кызылкумов // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1970. Т. 130. Вып. 4. С. 53 - 61.

Крезовских О.А., Нечаева Т.Б., Трубихин В.М. Опыт использования скалярных магнитных параметров для целей региональной корреляции осадочных толщ // Ре-

шения геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 158 - 166.

Макарова Р.К. Новые данные о нижнемиоценовых отложениях Кызылкумов // Докл. АН СССР, 1967. Т. 175. № 6. С. 1349 - 1351.

Макарова Р.К. Стратиграфия и моллюски олигоценых и нижнемиоценовых отложений Западного Узбекистана // Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук, Л.: ЛГУ, 1973. 34 с.

Поляков В.Н., Родовильский М.С., Савельева Л.А. Аналогии среднего и верхнего майкопа в Каракалпакии // Сб. научн. тр. Мин-ва геол. Уз. ССР, 1971. Вып. 6. С. 79 - 83.

Розьева Т.Р., Лаптева Т.М. Схема стратиграфии миоцена и пограничных с ним слоев олигоцена Туркмении // Вопросы биостратиграфии и геологии полезных ископаемых Туркменистана. Ашхабад: Ылым, 1973. С. 72 - 97.

Салибаев Г.Х. Позднеэоценовые и олигоценые комплексы моллюсков Таджикской депрессии // Бюлл. МОИП. Отдел. геол., 1977. Т. 52. № 3. С. 145 - 151.

Смирнов Л.Н., Попов Г.И., Розьева Т.Р., Судо М.М. Неогеновая система, Копетдаг // Геология СССР. Т. 22. М.: Недра, 1972. С. 363 - 373.

Судо М.М. Актепинские слои Центрального Копетдага // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1967. № 2. С. 89 - 92.

Судо М.М. Соотношение аналогов байгубекского горизонта юго-восточной Туркмении и нижнего миоцена Центрального и Гяурского Копетдага // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1968. № 6. С. 103 - 106.

Судо М.М. Олигоцен, нижний и средний миоцен Туркменистана // Автореф. дисс. ... доктора геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1970. 48 с.

Судо М.М., Крымус В.Н. Устичники *Ostrea gryphoides* Schlotheim в Копетдаге и возраст карагауданской свиты // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1966. № 5. С. 111 - 112.

Судо М.М., Тимофеев Ю.В. Новые данные об олигоцене восточной части Низменных Каракумов // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1966. № 2. С. 115 - 116.

Ходжадов Х.Х. Комплексное расчленение разреза пограничных слоев палеогена и неогена Копетдага по тектоническим, стратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1976. № 5. С. 103 - 108.

Цацир Э.Ф. Слои с дискорбинеллами аральского горизонта как доказательство неогеновой трансгрессии // Биостратиграфические исследования в Узбекистане. Ташкент: Фан, 1989. С. 50 - 54.

Ятченко Л.Д. Майкопские и тарханские отложения предгорий Западного Копетдага // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1982. № 3. С. 73 - 77.

Ятченко Л.Д., Невмирич Л.Е. Аналогии верхнемайкопских отложений в Келятинской гряде Центрального Копетдага // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1984. № 2. С. 104 - 106.



Эволюция биосферы

УДК 569.321:551.782.21.79(47)

ПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ И РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ЮГА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

© 1993 г. А. С. Тесаков

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

Поступила в редакцию 20. 03. 92 г.

Проведен анализ фауны мелких млекопитающих опорных местонахождений юга Восточной Европы. Смена плиоценовых фаун с доминированием корнезубых полевок на плейстоценовые с господством некорнезубых микротин, при всей ее геологической внезапности, подготавливалась длительной эволюцией полевок на протяжении всего плиоцена в условиях нарастающего остепнения ландшафтов. Начало существенной перестройки фаун мелких млекопитающих, связанное с появлением некорнезубых полевок, предшествует границе плиоцена и квартера.

ВВЕДЕНИЕ

Систематическое изучение микротериофаун Восточной Европы продолжается уже более 30 лет. За это время был собран обширный материал с различных стратиграфических уровней верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена (=эоплейстоцена). Появились и важные обобщения фактических данных (Шевченко, 1965; Топачевский и др., 1977, 1979, 1987, 1989; Александрова, 1976). Остатки мелких млекопитающих конца плиоцена и начала плейстоцена юга Восточной Европы, благодаря их хорошей изученности, позволяют детально рассмотреть динамику развития сообществ микромаммалий и попытаться дать экологическую интерпретацию этого процесса. Одновременно изучение способствует оценке степени зональной дифференциации фаун, а также выяснению особенностей формирования степного комплекса мелких млекопитающих и его изменения вблизи плиоцен-четвертичной границы.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФАУН МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ

Для изучения развития позднеплиоценовых и раннеплейстоценовых сообществ мелких млекопитающих, представленных дискретными срезами-местонахождениями, необходимы надежные возрастные критерии для установления последовательности местонахождений во времени. Такой относительной хронологической основой для хавровских фаун является прогрессирующая гипсодонтия корнезубых полевок, и прежде всего рода *Borsodia*. В позднем плиоцене, отражая нарастающее остепнение ландшафтов и появление все более жестких растительных кормов, чрезвы-

чайно быстрыми темпами растет высота коренных зубов многих зеленоядных грызунов. Используя среднее значение *hh*-индекса, выражающего степень гипсодонтии конкретной выборки через высоту дентиновых трактов моляров (Rabeder, 1981), мы получаем возможность оценить по этому показателю относительную эволюционную продвинутость членов одной линии корнезубых полевок из разных местонахождений.

Относительной хронологической основой для фаун некорнезубых полевок могут служить соотношения более архаичных и более продвинутых морфотипов строения зубов.

Используя указанные критерии в сочетании с другими геологическими и биостратиграфическими данными, можно выделить несколько этапов развития сообществ мелких млекопитающих юга Восточной Европы в конце плиоцена и начале плейстоцена и попытаться сопоставить эти этапы с хронологической и стратиграфической шкалами (рис. 1).

1 этап представлен фаунами местонахождений Широкино, Ливенцовка (нижний слой) и Веселовка (Топачевский и др., 1987; Александрова, 1976; Стратиграфия ..., 1986). Ядро этих фаун составляют полевки *Miomys hintoni*, *Borsodia ex gr. petenyii* менее обильны. Гипсодонтия последней формы (*hh*-индекс) не превышает 2.5. Кроме того, встречаются *M. cf. polonicus*, а также широко представлены полевки *Dolomys milleri* и *Pliomys ucrainicus*. Обычны тушканчики рода *Alactaga*. Зарегистрированная в местонахождении Веселовка палеомагнитная инверсия Гаусс-Матюяма, имеющая возраст около 2.5 млн. лет, по-видимому, близка к верхней возрастной границе эта-

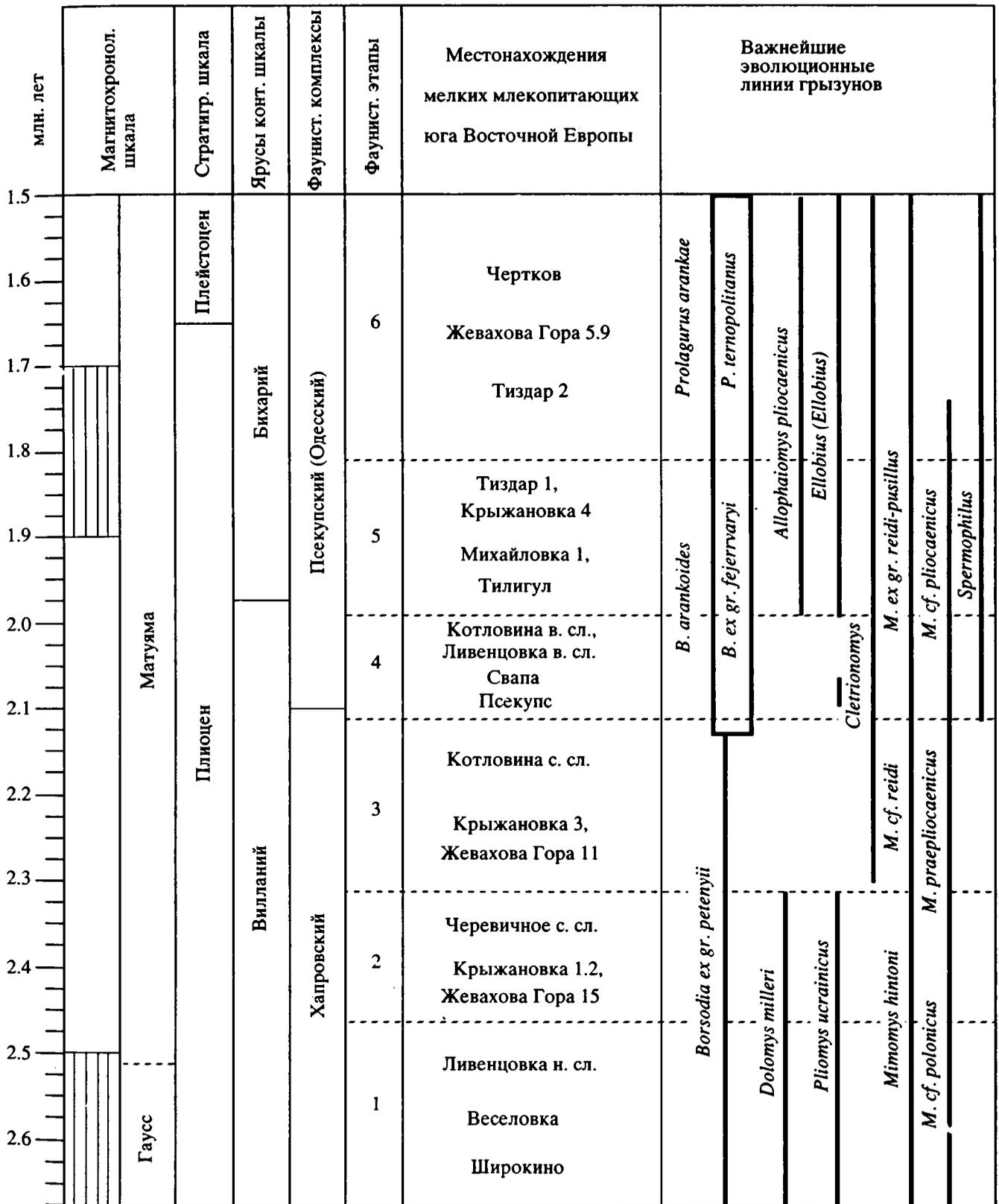


Рис. 1. Положение местонахождений мелких млекопитающих в магнитохронологической и стратиграфических шкалах.

па. Такую оценку подтверждают данные по австрийскому местонахождению Штранцендорф Д, относящемуся к верхам палеомагнитной эпохи Гаусс (Rabeder, 1961). Эволюционный уровень мимомисных полевков из этого местонахождения близок к таковому местонахождению Ливенцовка (нижний слой) и Веселовка.

2 этап представлен фаунами местонахождений Этулия (верхний слой), Крыжановка 1 и 2, Жевахова Гора (слой 15), Черевичное (средний слой) (Шушпанов, 1985; Топачевский и др., 1979, 1987). В фаунах этапа полевки *Borsodia ex gr. petenyii* начинают доминировать над всеми другими мелкими млекопитающими. НН-индекс борзодий этого этапа достигает величин 2.7 - 3.8. Обычными элементами фаун продолжают оставаться архаичные полевки *Dolomys milleri* и *Pliomys ucrainicus*. *Mimomys cf. polonicus* и *M. hintoni* малочисленны. Обычны хомячки и тушканчики рода *Allactaga*. В некоторых фаунах отмечается увеличение обилия и разнообразия членов семейства *Muridae*, представленных родами *Arodemus*, *Micromys* и *Orientalomys*. Местонахождения второго этапа характеризуются обратной намагниченностью вмещающих отложений и относятся к первой половине палеомагнитной эпохи Матуяма (Вангенгейм, Певзнер, 1991), то есть моложе 2.5 млн. лет. В Одесском районе эти местонахождения связаны с базальными горизонтами куяльницких отложений.

3 этап включает фауны местонахождений Жевахова Гора (слой 11), Крыжановка 3 и Котловина (средний слой) (Топачевский и др., 1979, 1989). Продолжается доминирование полевки *Borsodia ex gr. petenyii*. Однако по сравнению с предыдущим этапом вид представлен заметно более гипсодонтной формой с НН-индексом, достигающим 4.0 - 4.4. Фауны третьего этапа фиксируют начало важных изменений в сообществах мелких млекопитающих. Впервые в Причерноморье появляются еще малочисленные, относительно примитивные лесные полевки *Clethrionomys*. Из фауны полностью выпадают полевки *Dolomys* и *Pliomys ucrainicus*. Их остатки в местонахождении Котловина 2 (=средний слой) (Топачевский, Несин, 1989) по-видимому являются переотложенными из более древних отложений. Об этом свидетельствует стадия гипсодонтии этих форм, более низкая, чем даже у соответствующих форм из фаун второго этапа. Возрастает разнообразие тушканчиков. К роду *Allactaga* прибавляются также *Pliopygerethmus* и трехпалые тушканчики *Plioscirotopoda*. Крупные и мелкие мимомисы представлены более прогрессивными, по сравнению с предыдущим этапом, формами *M. praerpiosaenicus* и *M. cf. reidi*. Кроме того, среди мелких мимомисов впервые появляются более многоцементные и гипсодонтные формы, морфологически схожие с группой *M. tornensis-haplo-dentatus*. Местонахождения этого этапа также от-

носятся к нижней части эпохи Матуяма. В Одесском районе они связаны с верхними горизонтами собственно куяльника.

4 этап представлен фаунами местонахождений Ливенцовка (верхние слои), Котловина (верхний слой), Псекупс, Свапа (Александрова, 1976; Топачевский и др., 1989; Вангенгейм и др., 1990; Агаджанян и др., 1976). В первых двух фаунах фиксируется дальнейшее развитие "борзодиевого" степного комплекса. Род *Borsodia* представлен чрезвычайно гипсодонтными формами, НН-индекс у которых превышает 5.0. До этого морфологически однородная группа *B. ex gr. petenyii* (по мнению Топачевского и Несина (1989) род *Borsodia* представлен двумя видами уже в фаунах, относимых здесь ко второму этапу) разделяется на две обособленные линии: *B. arankoides* и *B. ex gr. fejevargyi-prolaguroides*. Возрастает гипсодонтия лесных полевков *Clethrionomys*. Мимомисная группа продолжает развитие и представлена гипсодонтными *M. cf. pliosaenicus* и *M. ex gr. reidi-pusillus*. Событием большой важности стало первое массовое появление сусликов рода *Spermophilus*, до этого известных по единичным и часто сомнительным находкам (Топачевский и др., 1979, 1987).

Фауна местонахождения Псекупс по сравнению с первыми двумя фаунами имеет более мезофильный облик и вероятно отражает существование в северном Предкавказье лесных ландшафтов. Эволюционный уровень мимомисов и лесных полевков псекупской фауны идентичен уровню этих форм в фаунах северного Причерноморья. Однако в псекупской ассоциации нет борзодий, а доминируют мелкие виды рода *Mimomys* и лесные полевки *Clethrionomys*. Именно в фауне Псекупса была найдена полевка *Mimomys pitomyoides* (Тесаков, 1992), столь характерная для лесных фаун Центральной Европы (Hogasek, Lozek, 1988) и отсутствующая в причерноморских степных ассоциациях. Очень важно отметить появление в псекупской фауне слепушонки *Ellobius* (*Ellobius*) (Александрова, 1977). Слепушонки широко расселяются в Причерноморье позднее, в аллофайомисных фаунах начала плейстоцена. Фауна местонахождения Свапа в бассейне р. Сейм (Агаджанян, Калущкая, 1976), в которой доминируют очень гипсодонтные и, вероятно, разнообразные мелкие мимомисы, по-видимому представляет лесостепную ассоциацию мелких млекопитающих, населявших северную окраину степной зоны.

Местонахождения четвертого этапа относятся еще к первой половине эпохи обратной полярности Матуяма и вероятно древнее 1.9 млн. лет, то есть нижней границы эпизода Олдувей (Вангенгейм и др., 1990).

5 этап включает фауны местонахождений Михайловка 1 (Агаджанян, Глушанкова, 1986), Крыжановка 4 (=верхний слой), Тилигул (Топачевский и др., 1977) и Тиздар 1. Важнейшим событием этапа становится миграционное появление

на юге Восточной Европы первых примитивных некорнезубых полевок *Allophaiomys pliosaenicus deucalion*. Наряду с этим продолжается развитие видов рода *Borsodia*, характеризующихся очень высокой гипсодонтностью и поздней закладкой корней. Большая часть экземпляров находится уже на некорнезубой стадии, из-за чего в старых списках нередко указывались некорнезубые *Prolagurus* (Л.И. Рековец, устное сообщение, 1991). Представители рода *Miomys* редки в причерноморских фаунах, но достаточно многочисленны в более северных фаунах (Михайловка 1). Отсюда известны относительно малоцементные гипсодонтные *Miomys* ex gr. *reidi-pusillus*.

Косвенно оценить время появления *Allophaiomys* в Причерноморье позволяют материалы по местонахождению Тиздар на Таманском полуострове. Аллофайомисные фауны Тиздара непосредственно связаны с прибрежно-морскими отложениями куяльника. В Черноморском регионе возраст верхней границы куяльника не моложе 1.7 - 1.8 млн. лет (Певзнер, 1989). Т. о. прохождение *Allophaiomys* произошел несколько ранее, то есть около 1.8 - 2.0 млн. лет назад.

6 этап представлен фаунами местонахождений Жевахова Гора (слои 5, 9), Чертков (Топачевский и др., 1977, 1979) и Тиздар 2. Фауны этапа характеризуются появлением первых некорнезубых полевок трибы *Lagurini* очевидно в ходе автохтонной трансформации последних корнезубых борзодий, выразившейся в полной потере ими корней коренных зубов. Лагурины представлены двумя формами – *Prolagurus* (P.) *ternopolitanus* (= *praerannonicus*) и P. (*Lagurodon*) *arankaе*. Присутствует также *Allophaiomys pliosaenicus deucalion*, не уступающий по численности лагуринам. Обычны фоновые степные формы грызунов: суслики, хомячки, слепыши. Корнезубые полевки рода *Miomys* редки. В несколько более мезофильной фауне местонахождения Чертков, расположенного на северной окраине степной зоны, увеличивается количество лесных полевок, мимомисов *M. ex gr. pusillus* и даже появляются редкие *Lemmus* (Топачевский и др., 1977). Формальной границей шестого этапа с последующими удобно принять трансформацию *Prolagurus ternopolitanus* в более прогрессивный вид *Prolagurus rannonicus*. К сожалению, данные, позволяющие оценить продолжительность и возраст верхней границы этапа, отсутствуют. Однако понятно, что этот этап достаточно продолжителен. Именно внутри него, по видимому, проходит граница плиоцена и квартера, оцениваемая в 1.65 млн. лет. Точное ее положение внутри шестого этапа пока неизвестно.

Дальнейшее развитие фаун мелких млекопитающих юга Восточной Европы выходит за рамки нашего краткого обзора. Можно отметить лишь, что продолжалось прогрессирующее усложнение коренных зубов некорнезубых полевок. В группе лагурин *Prolagurus ternopolitanus*

сменяется на *Prolagurus rannonicus*, из которого также путем филогенетической эволюции берут начало современные степные пеструшки рода *Lagurus*. *Allophaiomys* испытывает широкую адаптивную радиацию, трансформируясь в многочисленные формы серых полевок надрода *Microtus*.

ВЫВОДЫ

1. Основной ландшафтно-климатической тенденцией, отражавшейся на фаунах мелких млекопитающих юга Восточной Европы конца позднего плиоцена и начала плейстоцена (эоплейстоцена), было прогрессирующее остепнение и аридизация.

2. Эти процессы вызывали и поддерживали направленную эволюцию зеленоядных грызунов (главным образом полевок) в сторону интенсификации увеличения гипсодонтности, как приспособления ко все более жестким клетчатковым кормам. Кроме того, возрастало количество и разнообразие форм адаптированных к открытым ландшафтам.

3. Смена плиоценовых фаун с доминированием корнезубых полевок на плейстоценовые с господством некорнезубых микротин, при всей ее геологической внезапности, подготавливалась длительной эволюцией полевок на протяжении всего плиоцена в условиях нарастающего остепнения ландшафтов. Начало существенной перестройки фаун мелких млекопитающих, связанное с появлением некорнезубых полевок, предшествует границе плиоцена и квартера.

4. Ландшафтная дифференциация фаун мелких млекопитающих юга Восточной Европы четко выражена на протяжении всего позднего плиоцена и раннего плейстоцена (эоплейстоцена). Выделяется степная зона, характеризующаяся ассоциациями с преобладанием борзодий, а позже – их потомков, некорнезубых лагурин. Эта зона на рассматриваемой территории охватывала северную окраину Черного и Азовского морей и Таманский полуостров. Лесостепные и лесные условия, характеризующиеся мимомисными и клетриномисными ассоциациями, существовали в Северном Предкавказье, бассейне верхнего Днепра и в верхнем течении Днестра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Михайловка – опорный разрез плейстоцена центра Русской равнины. М.: ВИНТИ, 1986. Деп. N 5684 - 1386. 186 с.
- Агаджанян А.К., Калуцкая С.А. Раннетаманская фауна полевок в бассейне верхнего Днепра // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР. 1976. № 46. С. 61 - 72.
- Александрова Л.П. Грызуны антропогена европейской части СССР. М.: Наука, 1976. 98 с.
- Александрова Л.П. Находка остатков мелких млекопитающих в антропогеновых отложениях р. Псекупс //

Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М.: Ротапринт ГИН, 1977. С. 5 - 11.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегии псекупского фаунистического комплекса млекопитающих // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР. 1990. № 59. С. 81 - 93.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. 1991. Виллафранк СССР: био- и магнито-стратиграфия // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: Ротапринт ГИН, 1991. С. 124 - 145.

Певзнер М.А. Палеомагнитная характеристика отложений кувальника и его положение в магнитохронологической шкале // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР. 1989. № 58. С. 117 - 124.

Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. 419 с.

Тесаков А.С. Первая находка *Mimomys pitomyoides* (Mammalia, Rodentia) на территории СССР и ее биостратиграфическое значение // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода. 1992. № 61. С. 34 - 40.

Топачевский В.А., Скорик А.Ф. Грызуны раннетаманской фауны Тилигульского разреза. Киев: Наукова думка, 1977. 249 с.

Топачевский В.А., Скорик А.Ф., Чепалыга А.Л. Новые материалы по фауне моллюсков и мелких млекопита-

ющих позднего плиоцена одесского кувальника // Вестник зоологии. 1979. № 5. С. 11 - 16.

Топачевский В.А., Скорик А.Ф., Рековец Л.И. Грызуны верхнеогеновых и раннеантропогенных отложений Хаджибейского лимана. Киев: Наукова думка, 1987. 206 с.

Топачевский В.А., Несин В.А. Грызуны молдавского и хяпровского фаунистических комплексов котловинского разреза. Киев: Наукова думка, 1989. 134 с.

Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины / Стратиграфическое значение фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7 - 57.

Шушпанов К.И. Полевки (Microtinae, Rodentia) из плиоценового местонахождения у с. Етулия // Фауна и флора позднего кайнозоя Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1985. С. 22 - 49.

Horacek I., Lozek V. Paleozoology and the mid European Quaternary past: scope of approach and selected results // Rozp. Ces. Acad. ved. R. mat. prirod. 1988. V. 98. № 4. 102 p.

Rabeder G. Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozan und dem alterem Pleistozan von Niederosterreich // Beitr. Palaont. Osterr. 1981. Bd. 8. 343 S.



Эволюция биосферы

УДК 561.255:551.7321.733.1:551.5(474.2)

ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АКРИТАРХ В ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КЕМБРИЯ И ОРДОВИКА ЭСТОНИИ НА ФОНЕ ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

© 1993 г. Н. А. Волкова

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

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

В кембро-ордовикских отложениях скважины Маарду-56, расположенной близ Таллинна, установлены три комплекса акритарх: верхнекембрийский, характерный для верхней части зоны *Peltura*, нижнетремадокский, соответствующий верхней части зоны *Dictyonema flabelliforme* и средне-верхнетремадокский. В разрезе предполагается перерыв, отвечающий примерно верхней части зоны *Acerogocare* – низам зоны *D. flabelliforme*, который связан с ARE и PRE регрессивными эвстатическими событиями. Комплекс среднего - верхнего тремадока, сформировавшийся во время трансгрессии и потепления климата, имеет смешанный состав. В нем присутствуют виды, свойственные и тепловодной и холодноводной провинциям. Это может быть обусловлено как среднеширотным положением Эстонии, так и наступившим потеплением климата.

В пограничных отложениях кембрия и ордовика установлены два крупных регрессивных эвстатических события (Erdtmann, 1986). Одно произошло на рубеже кембрия и ордовика, второе – примерно на границе нижнего и среднего тремадока. Первое событие, соответствующее времени верхнекембрийской трилобитовой зоны *Acerogocare*, носит глобальный характер и фиксируется по перерыву в осадконакоплении во многих районах мира. Оно было названо Б. Эрдтманом (Erdtmann, 1986) как регрессивное событие *Acerogocare* (*Acerogocare Regressive Event*) или ARE, а Д. Миллером (Miller, 1984) как эвстатическое событие Ленг Ренч (*Lange Ranch Eustatic Event*) или LREE. Второе событие обозначено как регрессивное событие *Peltocare* (*Peltocare Regressive Event*) или PRE (Erdtmann, 1986) или как эвстатическое событие Блек Маунтин (*Black Mountain Eustatic Event*) или BМЕЕ (Miller, 1984). Предполагается, что оба события имели гляциальное происхождение.

Свидетельства указанных событий были найдены итальянскими исследователями при изучении акритарх из разреза Дегерхамн на юге о-ва Эланд, Швеция (Tongiorgi, Ribecai, 1990). В этом разрезе выявлены два комплекса акритарх – верхнекембрийский, выделенный из отложений зоны *Peltura scarabaeoides* и нижнетремадокский, соответствующий верхней части нижнего тремадока (граптолитовые подзоны *Adelograptus tenellus*-*A. hunnebergensis*). Был установлен перерыв, охватывающий верхнекембрийскую зону *Acerogocare* и

нижнюю часть нижнего тремадока (низы граптолитовой зоны *Dictyonema flabelliforme*). Этот перерыв соответствует регрессивным событиям ARE и PRE. Отмечено большое видовое разнообразие верхнекембрийского комплекса, который сменяется очень бедным по систематическому составу нижнетремадокским комплексом с господством сфероморфных форм. Последний отражает мелководную обстановку после ARE и PRE регрессивных событий. Авторы указывают также, что после редуцированного нижнетремадокского комплекса во время наступившей трансгрессии следует богатый и разнообразный средне-верхнетремадокский комплекс. При этом происходит почти полное обновление его систематического состава. Последний описан из разреза Фурухелл на севере о-ва Эланд (Vagnoli *et al.*, 1988).

Последовательность комплексов, подобная вышеописанной, была установлена нами при изучении акритарх в разрезе скважины Маарду-56. Разрез расположен в приглинтовой полосе Эстонии близ Таллинна. В этом разрезе (рис. 1, интервал 147.4 - 132.0 м) выделены три комплекса акритарх – верхнекембрийский, нижнетремадокский и средне-верхнетремадокский. Систематический состав комплексов и обоснование их возраста дано в другой работе автора, которая находится в печати.

Верхнекембрийский комплекс ВК4Б с *Dasydiacrodium palmatilobum*, *Izhoria angulata*, *Ooidium rossicum* (интервал 147.4 - 138.6 м) относится на Восточно-Европейской платформе к верхней

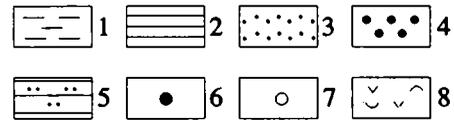
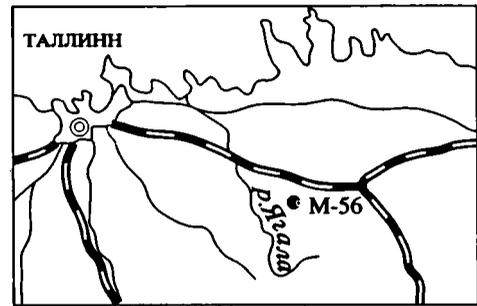
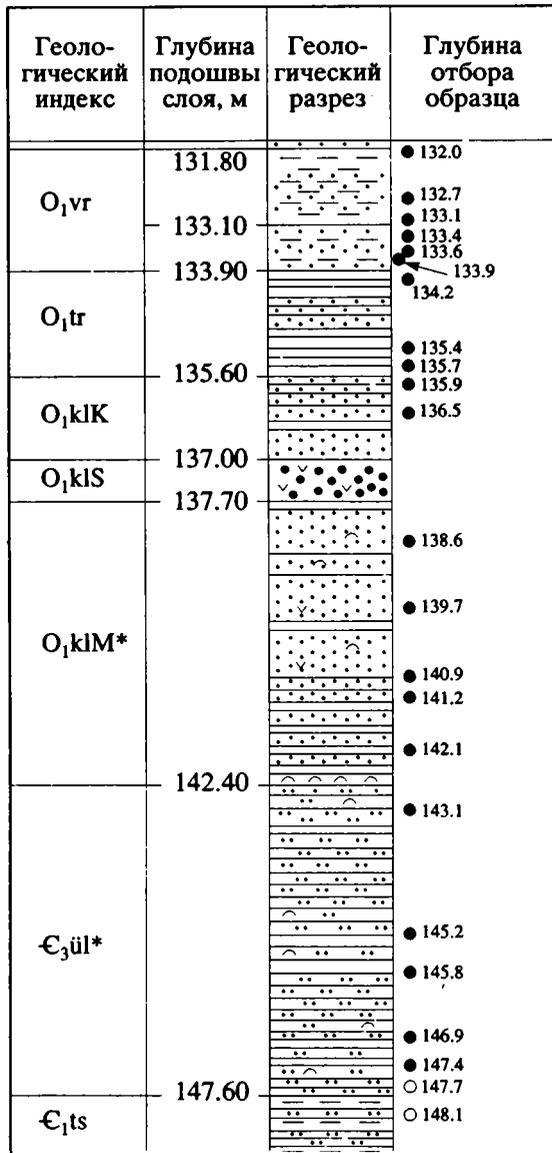


Рис. 1. Разрез и местонахождение скважины Маарду-56 по Р. Паудсепу.

1 – глина; 2 – аргиллит; 3 – песчаник мелкозернистый; 4 – песчаник среднезернистый; 5 – алевролит; 6 – пробы, содержащие акритархи; 7 – пробы пустые; 8 – створки беззамковых брахиопод и их детрит.

Стратиграфические индексы: O₁vr – врангуская свита; O₁tr – тюрисалуская свита; O₁klK – кателаская пачка каллавереской свиты; O₁klS – суурйыгская пачка каллавереской свиты; O₁klM – маардуская пачка каллавереской свиты; Є₃ül – юлгаская свита; Є₁ts – тискреская свита.

*Эти стратоны по современным представлениям относятся к тскитреской свите верхнего кембрия.

части зоны *Peltura*. Комплекс богат как по количеству экземпляров акритарх, так и по систематическому составу, в нем насчитывается 56 таксонов. По видовому составу он имеет большое сходство с верхнекембрийским комплексом (DGH1b), установленным в зоне *Peltura scarabaeoides* в разрезе Дегерхамн на юге о-ва Эланд. Оба комплекса содержат характерную, так называемую “ладожскую микрофлору”, которая известна пока только на Балтийско-Русской платформе (Tongiorgi, Ribecai, 1990).

Нижнетремадокский комплекс (интервал 136.5 - 134.2 м) соответствует уровню верхней части зоны *D. flabelliforme*. Он беден по систематическому составу (определены 10 таксонов) и по количеству содержащую акритарх. В комплексе присутствует несколько видов, свойственных комплексу верхней части пакерортского горизонта (комплекс с *Vulcanisphaera britannica*, *V. imparila*,

Baltisphaeridium setaceum). Характеризуется господством сфероморфных форм и обилием аморфного органического дебриса, что свидетельствует о мелководной обстановке осадконакопления.

Средне-верхнетремадокский комплекс (интервал 133.9 - 132.0 м) с *Dasydiacrodium tremadocum*, *Aryballomorpha grootaertii*, *Athabascaella playfordii* обилен и достаточно разнообразен (определены 32 таксона). Состав его практически одинаков с комплексом среднего – верхнего тремадока о-ва Эланд (Bagnoli *et al.*, 1988).

В изученном разрезе не был обнаружен комплекс акритарх, соответствующий нижней части пакерортского горизонта (верхи зоны *Acegosage* – низы зоны *D. flabelliforme*). Предполагается, что отложения этого уровня в разрезе отсутствуют. Им отвечает перерыв, примерно соответствующий перерыву в разрезе Дегерхамн, и его можно связать с регрессивными эвстатическими событиями.

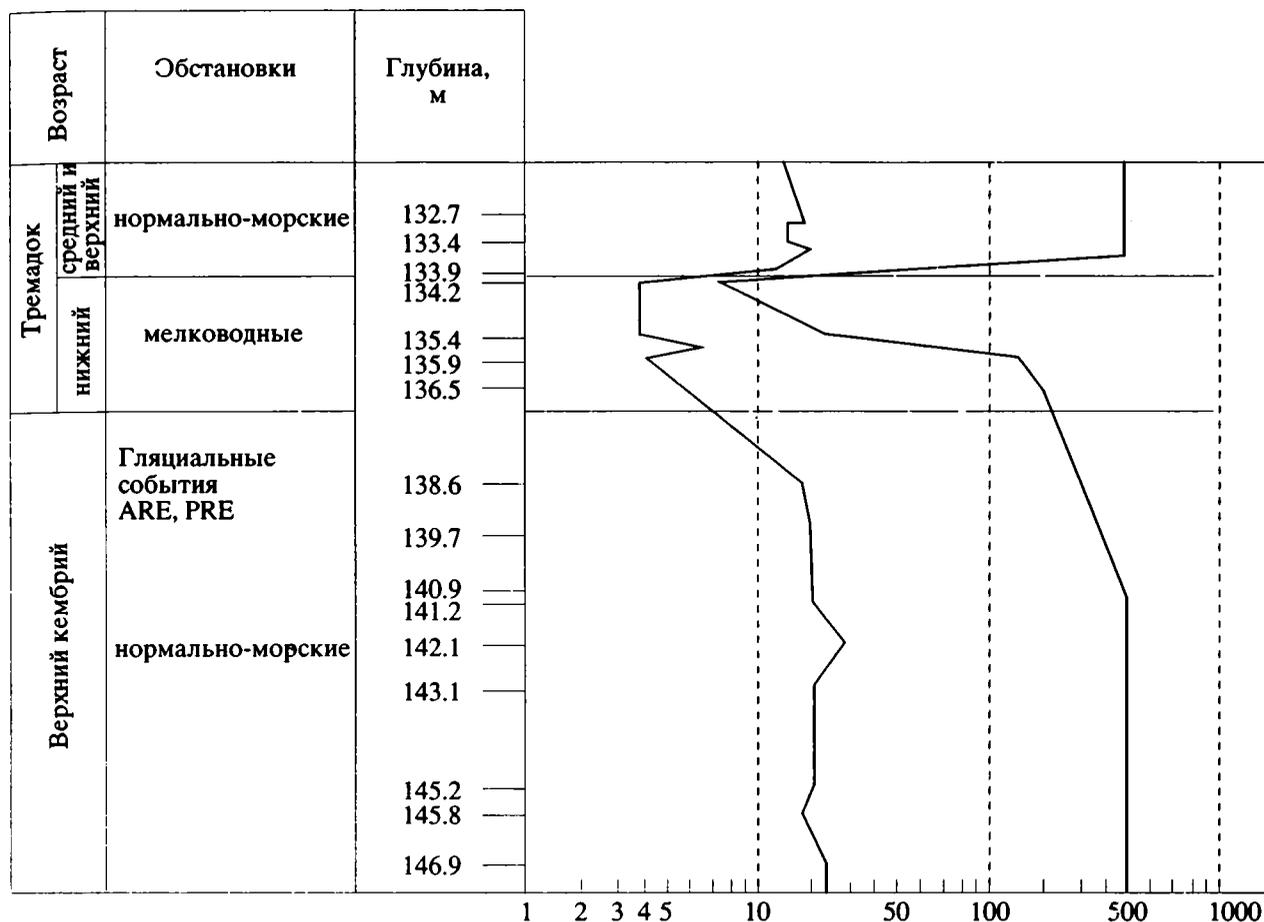


Рис. 2. Число видов (слева) и экземпляров (справа) фитопланктона в пограничных отложениях кембрия и ордовика Эстонии (скв. Маарду-56).

ями ARE и PRE. В скважине Маарду-56, так же как и в разрезе Дегерхамн, богатый и разнообразный верхнекембрийский комплекс сменяется бедным как по количеству экземпляров, так и по видовому составу нижнетремадокским комплексом, образованном в мелководной обстановке, соответствующей самому началу трансгрессии после ARE и PRE регрессивных событий. Возможно с этими событиями связан сильно обедненный комплекс акритарх с доминированием сфероморфных форм и обилием органического дебриса, который был выделен из верхней части пакерортского горизонта в обнажениях у г. Тойла и на р. Сясь, расположенных в пределах полосы Балтийско-Ладожского глинта (Волкова, 1989).

Бедный нижнетремадокский комплекс в скважине Маарду-56 снова сменяется богатым и разнообразным комплексом среднего-верхнего тремадока (рис. 2), который сформировался в нормальных морских условиях в фазу средне-верхнетремадокской трансгрессии и потепления климата. При этом в средне-верхнетремадокское время происходит значительное обновление систематического состава фитопланктона. Оно осо-

бенно ярко выражено в тепловодной экваториальной провинции, где происходит появление трех новых родов *Aryballomorpha*, *Athabascaella*, *Lua*.

Комплекс среднего - верхнего тремадока имеет смешанный характер. Он содержит как таксоны, свойственные среднему - верхнему тремадоку тепловодной низкоширотной провинции, так и таксоны, типичные для районов холодноводной высокоширотной перигондванской провинции. К характерным тепловодным таксонам принадлежат *Aryballomorpha grootaertii*, *Athabascaella penica*, *A. playfordii*, *A. rossii*, *Lua*. Эти таксоны известны из провинции Гири на северо-востоке Китая (Martin, Yin, 1988), провинции Альберта в Канаде (Martin, 1984). Сообщается также о находках родов *Aryballomorpha*, *Athabascaella* и *Lua* в одной из скважин на западе Техаса в США (Barker, Miller, 1989). Указанные районы на палинспастической карте кембрий-ордовикского пограничного интервала (Erdtmann, 1986) располагались близ экватора (рис. 3). Во всех вышеназванных работах специально указывается, что фитопланктон подгруппы диакродиевых в этих районах отсутствует (табл. 1).

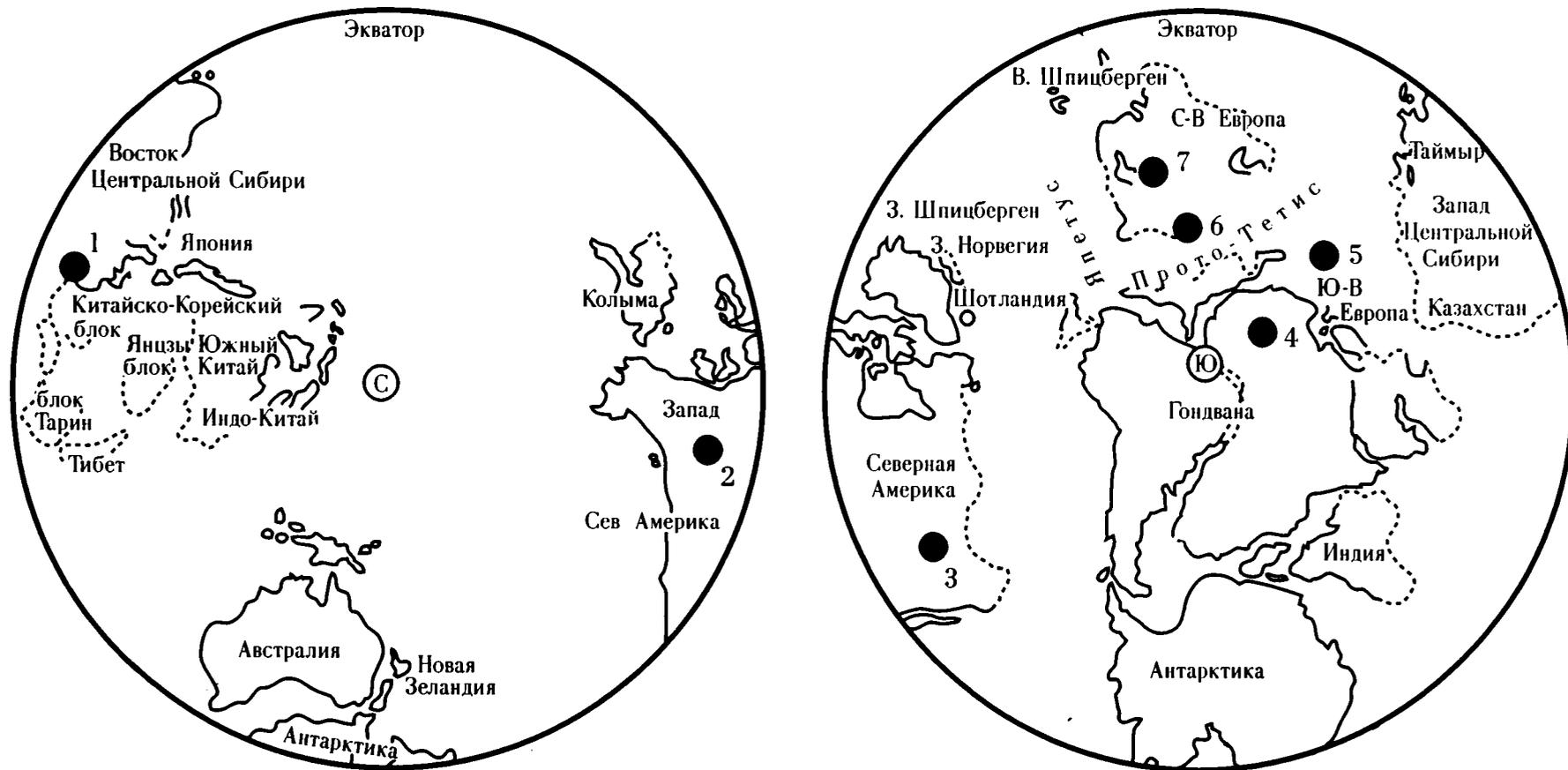


Рис. 3. Местонахождение разрезов с находками средне-верхнетремадокских акритарх на раннеордовикской палинпастической карте (по Erdtmann, 1986), с изменениями.

1 – Китай, провинция Гири (Martin, Yin, 1988); 2 – Канада, провинция Альберта (Martin, 1984); 3 – США, штат Техас (Barker, Miller, 1989); 4 – Северная Африка (Jardine *et al.*, 1974; Elaouad-Debbaj, 1988); 5 – Англия (Rasul, Downie, 1974; Rasul, 1979); 6 – Южная Польша (Gorka, 1969); 7 – Швеция, Эстония (Bagnoli *et al.*, 1988; данная работа).

Таблица 1. Географическое распространение характерных таксонов акритарх в среднем - верхнем тремадоке

Таксоны	Высокие широты			Средние широты		Низкие широты		
	Северная Африка	Англия	Польша	Эстония	Швеция	Северо-Восточный Китай	Канада	США (Техас)
	1	2	3	4	5	6	7	8
Диакродиевые	x	x	x	x	x			
<i>Aryballomorpha grootaertii</i>				x	x	x	x	x
<i>Athabascaella penica</i>				x		x		x
<i>A. playfordii</i>				x	x	x	x	
<i>A. rossii</i>				x		x	x	
<i>Lua</i>				x		x		x

Примечание. 1 – *Jardine et al.*, 1974; *Elaouad-Debbaj*, 1988; 2 – *Rasul, Downie*, 1974; *Rasul*, 1979; 3 – *Gorka*, 1969; 4 – данная работа; 5 – *Bagnoli et al.*, 1988; 6 – *Martin, Yin*, 1988; 7 – *Martin*, 1984; 8 – *Barker, Miller*, 1989. x – указывает на присутствие данного таксона.

Таблица 2. Количественное распределение отобранных таксонов акритарх в отложениях среднего - верхнего тремадока скв. Маарду-56

Количество подсчитанных экземпляров в каждом образце – 500 0 0.5 - 1.0% x 5.5 - 20.0% + 1.5 - 5.0% => 20.0%	Глубина, м					
	133.9	133.6	133.4	133.1	132.7	132.0
<i>Acanthodiacrodium formosum</i>	0	0	0	0	0	
<i>Dasydiacrodium tremadocum</i>	x	x	x	0	0	
<i>D. tumidum</i>	0		0			
<i>Aremoricanium ? sp.</i>		0			0	0
<i>Aryballomorpha grootaertii</i>			+	0	+	0
<i>Aryballomorpha sp.</i>					0	0
<i>Athabascaella penica</i>		+	0		0	0
<i>A. playfordii</i>		x	0	0		0
<i>A. rossii</i>		0	0	0		
<i>Lua ?</i>					0	
<i>Caldariola glabra</i>	+	+	+	+	+	+
<i>Stelliferidium furcatum</i>	x	x	=	=	=	=

Вторая группа характерных таксонов, присутствующая в средне-верхнетремадоковом комплексе, происходит из среднего - верхнего тремадока высокоширотных околополярных областей перигондванской провинции. Обновление систематического состава в среднем - верхнем тремадоке этой провинции менее ярко выражено. Оно сводится, в основном, к появлению крупных форм диакродиевых с редкими длинными полыми выростами. Они представлены группой близких таксонов: *Dasydiacrodium tremadocum* (*Gorka*) emend. *Tongiorgi*, *Priscotheca raia* *Deunff*, *P. prismatica* *Deunff*. В среднем - верхнем тремадоке алжирской Сахары отмечено появление многочисленных форм *P. raia* (*Jardine et al.*, 1974), в верхнем тремадоке Марокко наблюдается обилие *P. raia* и *P. pris-*

matica (*Elaouad-Debbaj*, 1988), в верхнем тремадоке Польши (*Gorka*, 1969) присутствуют *D. tremadocum*, *D. raia*, *D. prismatica*; в верхнем тремадоке Англии (зона *Shumardia*) появляется *D. tremadocum* (*Rasul, Downie*, 1974; *Rasul*, 1979). Эти районы (Северная Африка, Польша, Англия) занимают по палинспастической карте того времени околополярное высокоширотное положение. Типичные виды тепловодной провинции здесь не найдены.

Аналогичная средне-верхнетремадоковская ассоциация фитопланктона с *Aryballomorpha grootaertii*, *Athabascaella playfordii*, *Dasydiacrodium tremadocum* найдена на севере о-ва Эланд в разрезе Фурухелл (*Bagnoli et al.*, 1988).

Смешанный состав ассоциаций фитопланктона в среднем - верхнем тремадоке Эстонии и Шве-

ции можно объяснить их среднеширотным положением на палинпастической карте. Однако присутствие тепловодных форм возможно также связано с наступившим потеплением климата (Erdtmann, 1986). Постепенное изменение климата от холодного к теплomu можно проследить при анализе систематического состава конкретных ассоциаций акритарх в отдельных образцах скв. Маарду-56 (табл. 2).

Средне-верхнетремадокский комплекс установлен в интервале 133.9 - 132.0 м. Из этого интервала изучено шесть образцов. Смешанный состав ассоциаций наблюдался только в четырех образцах из средней части интервала (133.6 - 132.7 м) в фазу умеренного климата. В ассоциации акритарх нижнего образца (глубина 133.9 м), относящемуся к начальному периоду трансгрессии, присутствуют только холодноводные формы и эту ассоциацию вполне можно было бы отнести к холодноводной провинции. В ассоциации верхнего образца (глубина 132.0 м), соответствующему, по-видимому, пику трансгрессии и пику потепления климата, представлены только тепловодные формы. Можно предположить, что в течение средне-верхнетремадокского времени происходило постепенное потепление климата от холодного (в начале трансгрессии) до теплого (в момент ее пика) и связанная с этим миграция тепловодных форм фитопланктона в умеренные широты. При этом максимум разнообразия фитопланктона наблюдался в фазу умеренного климата. Приведенные данные можно рассматривать пока как предположительные, ибо они получены при изучении одного разреза. Из среднего - верхнего тремадока разреза Фурухелл Швеции были исследованы только два образца, которые имели смешанный состав фитопланктона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волкова Н.А. Акритархи верхней части пакерортского горизонта севера Эстонии и Ленинградской области // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: ГИН, 1989. С. 4 - 16.
- Bagnoli G., Stouge S., Tongiorgi M. Acritarchs and conodonts from the Cambro-Ordovician Furuhäll (Köpingsklint) section (Öland, Sweden) // Riv. It. Paleont. Stratigr. 1988. V. 94. N. 2. P. 163 - 248.
- Barker G.W., Miller M.A. Tremadocian (Lower Ordovician) acritarchs from the subsurface of West Texas // 22nd Ann. Meet. Amer. Ass. stratigr. palynologists. Tulsa, Oct. 18 - 21. 1989. Program and Abstr. Dallas (Tex.) 1989. P. 14.
- Elaouad-Debbaj Z. Acritarches et chitinozoaires du Tremadoc de l'Anti-Atlas central (Maroc) // Rev. Micropaleontol. 1988. V. 31. N. 2. P. 85 - 128.
- Erdtmann B.D. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution // In: Walliser E.O. (ed.). Global Bio-Events: Lecture Notes in Earth Sciences, 8. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 1986. P. 139 - 152.
- Gorka H. Microorganismes de l'Ordovicien de Pologne // Paleontol. polon. 1969. N. 22. 102 p.
- Jardine S., Combaz A., Magloire L., Peniguel G., Vachey G. Distribution stratigraphique des Acritarches dans le Paléozoïque du Sahara Algérien // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1974. V. 18. N. 1 - 2. P. 99 - 129.
- Martin F. New Ordovician (Tremadoc) acritarch taxa from the middle member of the Survey Peak formation at Wilcox Pass, southern Canadian Rocky Mountains, Alberta // Geol. Surv. Canada Curr. Res. A. 1984. Pap. 84 - 1A. P. 441 - 448.
- Martin F., Yin L. Early Ordovician acritarchs from southern Jilin province, north-east China // Palaeontology. 1988. V. 31. Pt. 1. P. 109 - 127.
- Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodonts evolution, biofacies and provincialism // In: Clark D.L. (ed.). Conodont biofacies and provincialism. Geol. Soc. Amer. Spec. pap. 1984. N. 196. P. 43 - 68.
- Rasul S.M. Acritarch zonation of the Tremadoc series of the Shineton shales, Wrekin, Shropshire, England // Palynology. 1979. V. 3. P. 53 - 72.
- Rasul S.M., Downie C. The stratigraphic distribution of Tremadoc acritarchs in the Shineton shales succession Shropshire, England // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1974. V. 18. N. 1 - 2. P. 1 - 9.
- Tongiorgi M., Ribecai C. Late Cambrian and Tremadocian phytoplankton (acritarchs) communities from Öland (Sweden) // Bull. Soc. Paleontol. Ital. 1990. V. 29. N. 1. P. 77 - 88.



Эволюция биосферы

УДК 581.9:551.7621.763(4+2)

ФЛОРЫ ЛИТОГРАФСКИХ И СЛОИСТЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ ПОЗДНЕЙ ЮРЫ И РАННЕГО МЕЛА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ И ИХ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

© 1993 г. М. П. Долуденко*, М. А. Ахметьев*, Ж. Бараль**

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

**Университет Клода Бернара, Франция

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Приведены результаты изучения богатых и разнообразных флор из местонахождений, расположенных вдоль северного побережья океана Тетис и в прилегающих к нему районах: из Испании (Монтсеч, Куэнка), Франции (Серен, Канжюэр), Германии (Зольнхофен, Нусплинген и др.), Казахстана (Аулие). Выделено два типа флор: один с преобладанием или наличием птеридоспермов (наряду с чешуелистными хвойными и беннеттитовыми) – в морских и прибрежно-морских отложениях; другой – с большим разнообразием состава при наличии мохообразных и отсутствии птеридоспермов – в континентальных отложениях. Анализ флор с привлечением палеонтологических, литолого-фациальных и других данных дает возможность рассматривать климат этого региона Евро-Синийской области как аридный субтропический, отчетливо выраженный сезонный с выпадением осадков в зимнее время.

В последние годы нами и другими исследователями были изучены богатые и разнообразные коллекции ископаемых растений из литографских и слоистых известняков поздней юры и раннего мела (неокома) Евро-Синийской области: Серен, Канжюэр (Франция), Зольнхофен, Эйхштетт, Нусплинген и др. (Германия), Монтсеч и Куэнка (Испания), Каратау (Казахстан). Большинство этих местонахождений расположено вдоль северного побережья океана Тетис или в прилегающих к нему районах.

Литографские и слоистые известняки часто бывают благоприятными для сохранности ископаемых растений и животных. Интенсивная разработка карьеров, особенно в последнее время, позволила сделать многочисленные палеонтологические открытия. Наиболее известны три местонахождения литографских известняков, которые богаты фауной и флорой: Серен (Франция), Зольнхофен (Бавария, Германия) и Монтсеч (провинция Лерида, Испания). Сходная флора была описана и в некоторых местонахождениях слоистых тонкозернистых известняков; ее часто сравнивают с флорой, собранной в литографских известняках: это флора Каратау (Казахстан), Канжюэр (Вар, Франция) и Хойяс (Куэнка, Испания). Ниже рассмотрен флористический состав местонахождений литографских или слоистых известняков.

ЛИТОГРАФСКИЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Во Франции известно только одно юрское местонахождение – это древняя разработка карьера Серен близ Белле верхнекимериджского возраста (Серен, 1985). Фауна и флора местонахождения Серен известны по многочисленным публикациям. Первое детальное изучение флоры было сделано Г. Сапорта (Saporta, 1873). Пересмотр этой флоры осуществлялся параллельно с флорой из других местонахождений Южной Юры (Barale, 1981). Список из местонахождения Серен был дополнен в последующих работах (Barale *et al.*, 1984). Здесь встречаются *Sphenopteris lithographica*, *Pachypteris desmommara*, *Raphidopteris fragilis*, *Cycadopteris jurensis*, *Apoldia latifolia*, *Cycadites saportae*, *Zamites feneonis*, *Z. pumilio*, *Pagiophyllum ciranicum*, *Brachyphyllum desnoyersii*, *B. speciosa*, *Cupressinocladus itieri*, *Cupressinocladus sp. B.*, *Changarniera locardii*.

В Германии, главным образом в Баварии, известны многочисленные карьеры в горизонтах литографских известняков. Возраст основного местонахождения Зольнхофен (и Капфельберг) нижний титон (Viol, 1992).

Местонахождение Зольнхофен – наиболее известное среди баварских ископаемых местонахождений. Флоре из этих отложений посвящены многочисленные исследования. Основные из них (Salfeld, 1907; Kräusel, 1943; Jung, 1974, 1985).

Список растений таков: *Sphenopteris muensteriana*, *Ungeria solnhofensis*, *Cycadopteris jurensis*, *Sewardia longifolia* (Jung, 1985), *Ginkgo* sp., *Pterophyllum preslianum*, cf. *Zamites feneonis*, *Athrotaxites lycopodioides*, *A. baliostichus*, *A. frischmannii*, *A. lycopodioides*, *Brachyphyllum nepos*, *B. longimanum*, *Pagiophyllum cirnicum*, *Cupressinocladus secernenda*, *C. recurrens*, *C. princeps*, *Echinostrobus sternbergii*.

К. Мейер (Meuer, 1974) считает, что слои Капфельберга могли бы быть того же возраста, что и Зольнхофен. Он отмечает в них *Cycadopteris jurensis* и *Zamites moreani*.

Детальное изучение флоры *Нусплингена* было проведено О. Мютшлером (Mutschler, 1927). Согласно его данным, список флоры из этого местонахождения таков: *Cycadopteris jurensis*, *Zamites moreaui*, *Athrotaxites baliostichus*, *A. frischmannii*, *A. lycopodioides*, *Podozamites pulchellus*, *Palissya* sp., *Brachyphyllum nepos*, *B. gracile*, *Araucaria*, *Callitris* sp., *Cupressinocladus recurrens*.

Местонахождение Кельхайма было изучено, главным образом, К. Мейером (Meuer, 1974) и В. Юнгом (Jung, 1974, 1978), которые привели следующий списочный состав флор: *Cycadopteris jurensis*, *Zamites feneonis*, *Athrotaxites lycopodioides*, *Brachyphyllum nepos*.

Наконец, К. Бартель (Barthel, 1978) обнаружил *местонахождение Эйхштатт*, где он отметил присутствие *Sphenozamites latifolius* (= *Apoldia latifolia*).

Более подробные сведения о позднеюрской флоре ФРГ содержатся в публикациях М.П. Долуденко (1977, 1984, с. 34 - 39).

В Испании в 1898 г. Л. М. Видал (Vidal, 1898) впервые сообщает о разработке литографских известняков в *Монтсеч*. Он отметил, что там были обнаружены только неопределимые растительные остатки. Список основных работ по флоре был приведен Ж. Баралем (Barale *et al.*, 1984). Более поздняя работа была сделана по хвойным (Barale, 1989). В ней подтвержден раннемеловой (берриас-нижневаланжинский) возраст этих известняков по соотношению их с окружающим горизонтом, а также по изучению остракод. В настоящее время список макроостатков следующий: *Montsechia vidali*, *Equisetum* sp., *Weichselia reticulata*, *Onychiopsis psilotoides*, *Ruffordia goepertii*, *Cladophlebis* cf. *browniana*, *C. aff. alata*, *Cladophlebis* sp., cf. *Hausmannia*, *Sphenopteris* sp. nov., *Eretmoglossa* (= *Eretmophyllum*) *lacasae*, *Ginkgo* sp., *Deltolepis* sp., *Pseudoctenis* sp., *Sagenopteris* sp., *Zamites* sp., *Williamsonia* nov. sp., *Frenelopsis rubiesensis*, *Sphenolepis kurriana*, *Pagiophyllum pedreranum*, *Araucarites pedreranum*, *Nageiopsis hispanica*, *Brachyphyllum* sp., *Podozamites* sp., *Ranunculus ferreri*, *Desmiophyllum* sp., *Carpolithes* sp.

СЛОИСТЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Среди слоистых известняков, богатых растительными остатками, можно отметить известняки Каратау (Казахстан) и Лас Хойяс (Испания). Местонахождение Канжюэр (Франция) менее богато хорошо сохранившимися растениями. Флора, содержащаяся в этих трех местонахождениях, часто сравнивается с флорой из литографских известняков.

Местонахождение Каратау. Континентальные отложения солоноватоводного озера известны к северу от Чимкента, в центральной части Каратау (Южный Казахстан). Большое количество ископаемых растений великолепной сохранности было собрано в отложениях карабастауской свиты (оксфорд - кимеридж) в основном в местонахождении Аулие. Список флоры приведен М.П. Долуденко и Э.Р. Орловской (1976), а также в более поздней публикации М.П. Долуденко с соавторами, посвященной этому местонахождению (1990): *Marchantites* sp., *Equisetum laterale*, *Cladophlebis* sp., *Stachypteris turkestanica*, *Cladophlebis* sp., *Coniopteris simplex*, *C. murrayana*, *C. humenophylloides*, *Sphenopteris* sp., *Hausmannia* sp., *Williamsoniella karataviensis*, *Weltrichia auliensis*, *Ptilophyllum caucasicum*, *Pterophyllum* sp., *Otozamites turkestanica*, *O. hislopianii*, *O. latior*, *O. giganteus*, *O. cf. beanii*, *O. sphenozamioides*, *Zamiophyllum buchianum*, *Taeniopteris* sp., *Paracycas harrisii*, *Nilssonina* aff. *obtusa*, *N. ex gr. orientalis*, *Cycadites dubius*, *C. saportae*, *Sagenopteris phillipsii*, *Baiera colchica*, *Sphenobaiera kazachstanica*, *S. spectabilis*, *Eretmophyllum magnum*, *Czekanowskia auliensis*, *Ginkgoites* ex gr. *sibiricus*, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia*, *Brachyphyllum mamillare*, *B. aff. expansum*, *B. gracile*, *B. brickae*, *B. speciosa*, *Pagiophyllum peregrinum*, *P. papillatum*, *P. ketovae*, *P. falcatum*, *Pagiophyllum* sp., *Elatocladus ketovae*, *E. minutus*, *E. subzamioides*, *Podozamites lanceolatus*, *P. angustifolius*, *Pityophyllum* sp., *Pityospermum cedrifolium*, *P. falciforme*, *P. gracile*, *P. karataviensis*, *P. lacum*, *P. lundarenii*, *P. maakiana*, *P. nansenii*, *P. obliquum*, *Platylepidium oblanceolatum*, *P. leve*, *Cornites* sp., *Carpolithes karatavicus*, *Problematospermum ovale*, *P. elongatum*.

Местонахождение Канжюэр (Вар). Присутствие растений в слоистых известняках Канжюэр отмечено Л. Гинзбургом (Ginsburg, 1973). Был приведен список (по определениям Э. Буро): *Pachypteris* aff. *lanceolata*, *Brachyphyllum* sp. Новые сборы позволили Ж. Баралю определить *Cycadopteris jurensis*. Возможно, что материал, относящийся к *Pachypteris* aff. *lanceolata*, отвечает плохо сохранившимся остаткам *Cycadopteris jurensis*. Он датирован берриасом (Fabre *et al.*, 1982), но возможно, что этот возраст после изучения фауны и флоры будет пересмотрен.

Местонахождение Лас Хойяс. По данным Х. Санз (Sanz *et al.*, 1988), список растений из этого местонахождения таков: *Montsechia vidali*, *We-*

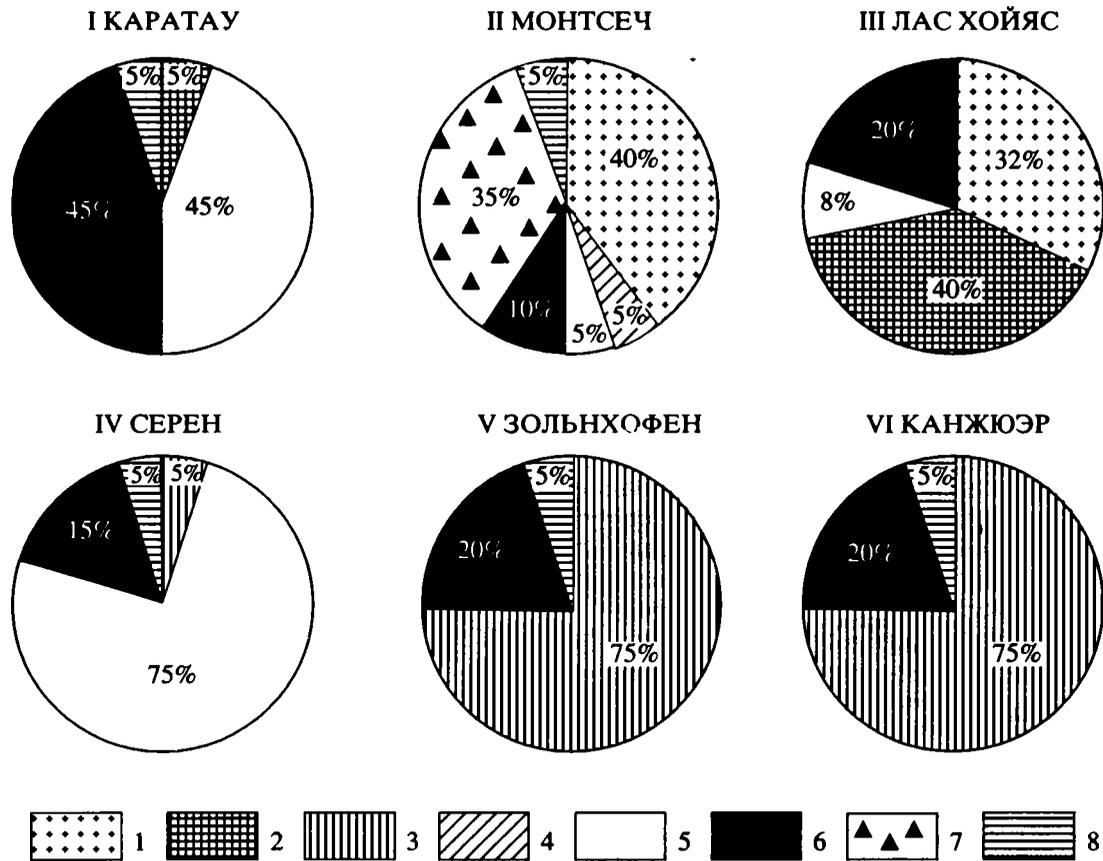


Рис. 1. Процентное содержание разных систематических групп в некоторых местонахождениях литографских и слоистых известняков Юго-Западной Евразии.

I – Аулие, хребет Каратау, Южный Казахстан, верхняя юра; II – Монтсеч, Лерида, Испания, берриас - нижний валанжин; III – Лас Хойяс, Испания, готерив; IV – Серен, Франция, верхний кимеридж; V – Зольнхофен, Бавария, Германия, нижний титон; VI – Канжюэр, Франция, берриас ? 1 – Bryophytes, 2 – Filicales, 3 – Pteridospermales, 4 – Cycadales, 5 – Bennettitales, 6 – Coniferales, 7 – Ranales, 8 – неопределенные растительные остатки.

ichselia reticulata, *Cladophlebis browniana*, *Zamites* sp., *Williamsonia* sp., *Sphenolepis kurriana*, *Brachyphyllum speciosa*, *Cupressinocladus micromerum*. Согласно результатам изучения харофитов возраст этого местонахождения определен как верхний готтерив – нижний баррем.

Изучение флористического списка позволило привести процентное содержание наиболее представительных групп каждого местонахождения. Результаты приведены на рис. 1. Группа, где частота встречаемости ниже 5%, на рис. 1 не приводится. Как видно на диаграммах, для местонахождения Зольнхофен и Канжюэр характерно преобладание птеридоспермов (75%) наряду с широким развитием хвойных; для местонаждений Серен и Каратау доминирование беннеттитовых (75 и 45%) наряду с хвойными. Во флорах Монтсеч и Лас Хойяс сильно развиты мхи (32 и 40%), в Монтсеч отмечено большое количество покрытосеменных ? Ranales. Во всех спектрах неизменно присутствуют хвойные (10 - 15 - 20 - 45%).

В табл. 1. указаны роды или виды, наиболее характерные для каждого из 6 изученных местонаждений. Она позволяет также подчеркнуть черты сходства и различия между флорами этих местонаждений. Из этой таблицы видно, что в трех местонахождениях – Серен, Зольнхофен и Канжюэр встречается *Cycadopteris jurensis*. Эти местонахождения представлены морскими отложениями. Остальные три местонахождения характеризуются отложениями континентальной среды и содержат Bryophytes. В Каратау это единичные находки. Более того, в местонахождениях Монтсеч и Лас Хойяс содержится высокий процент вида *Montsechia vidali*.

Изучение положения местонаждений на палеогеографической карте на границе юра - мел (Dercout *et al.*, 1985; Зоненшайн, Деркур и др., 1987) показывает, что они помещаются на одной широте, а именно между 20° и 30°. Карта Ж. Деркура и др. не указывает на положение континентов восточнее Каспия, но по работам Б.В. Полянского (1989) видно, что местонахождения с позд-

Таблица 1. Типичные таксоны и их встречаемость в различных местонахождениях литографских и слоистых известняков

Местонахождение	Возраст	Bryophytes	Pteridospermales	Bennettitales	Coniferales	Angiosperms	Условия отложения сланцев	Литоология
Каратау	Верхняя юра	Hepaticae	—	Ptilophyllum Otozamites	Pagiophyllum Brachyphyllum	—	Континентальные	Слоистые сланцы
Серен	Верхний кимеридж	—	Cycadopteris jurensis	Zamites feneonis	Pagiophyllum Brachyphyllum	—	Морские	Литографские сланцы
Зольнох-фен	Нижний титон	—	Cycadopteris jurensis	+	Brachyphyllum Cupressinocladus	—	»	Литографские сланцы
Канжюэр	Берриас (?)	—	Cycadopteris jurensis	—	+	—	»	Слоистые сланцы
Монтсеч	Берриас - нижний заламжин	Montsechia vidalii	—	+	+	Ranunculus fetteri	Континентальные	Литографские сланцы
Лас Хойяс	Готерив	Montsechia vidalii	—	+	+	—	»	Слоистые сланцы

Примечани. е. "—" — отсутствуют, "+" — присутствуют, но в небольшом количестве.

неюрской растительностью в Казахстане континентальные — они находятся на значительном расстоянии от моря.

При изучении систематического состава флоры этих различных местонахождений легко констатировать, что речь идет о богатой и разнообразной ксерофитной растительности. Ксероморфные признаки имеются у представителя Pteridospermales вида *Cycadopteris jurensis*, имеющего перышки с развитым нижним краем. У листьев этого вида имеются устьичные крыпты, обрамленные многочисленными волосками (Barale, 1982), которые защищают устьица. Bennettitales представлены чаще всего родом *Zamites* или *Ptilophyllum* с кожистыми листьями, с сильно развитой кутикулой, с многочисленными папиллами и, вероятно, с сильно развитой склеренхимой. Хвойные представлены в основном чешуелистыми формами (роды *Pagiophyllum* и *Brachyphyllum*); иногда листья декуссатные плотно прикреплены к оси (*Cupressinocladus*). Хвойные с линейными листочками (*Podozamites*) представлены единичными экземплярами лишь в местонахождениях Каратау и Монтсеч.

Интересен тот факт, что в двух местонахождениях — Монтсеч и Лас Хойяс — преобладают Bryophytes — систематическая группа с большим количеством современных нексерофитных представителей. Это, возможно, связано с наличием местных экологических условий, известных, по

крайней мере, в Монтсеч, где существовали прибрежные озера.

Сравнительное изучение флоры литографских и слоистых известняков юры — мела Евро-Синийской области позволяет выделить два типа флор: один с преобладанием или наличием птеридоспермов (наряду с хвойными и беннеттитовыми) — в морских или прибрежно-морских отложениях; другой — с большим разнообразием состава при отсутствии птеридоспермов (в континентальных отложениях). Морская среда оказывается более благоприятной для флористического фона, в отличие от наземной (континентальной), которая благоприятствует разнообразию таксонов.

Переходя к интерпретации климатических условий позднеюрской и раннемеловой эпох для тех районов Евро-Синийской области, откуда происходят изученные флоры, следует последовательно рассмотреть два аспекта этой единой проблемы. Во-первых, необходимо попытаться выяснить общеглобальные предпосылки формирования климата для этого этапа геологической истории. Во-вторых, оценить всю совокупность данных как биотических, так и абиотических, прямо или косвенно проливающих свет на климат.

Сейчас уже для всех эпох мезозоя составлены палеогеографические карты с размещением материков, океанических акваторий, эпиконтинентальных морей и древних береговых зон.

Основными отличительными чертами глобальной палеогеографии позднеюрской эпохи от предшествующих являются три:

1. В поздней юре, судя по выравниванию состава всех планктонных тропических комплексов, сформировался единый экваториальный пояс океанической циркуляции. В результате океан Тетис через Карибский регион соединился с Тихим.

2. Одновременно возникли меридиональные морские рукава, отходящие от Тетиса и простирающиеся до полярной области. Один из таких рукавов проходил от Тетиса через всю Восточно-европейскую платформу на север. Там он соединился с Бореальным бассейном, изолировав Феноскандию.

3. В поздней юре произошло расширение морской акватории в высоких широтах Северного полушария, что значительно ослабило термическую изоляцию Приполярной области.

Опираясь на примеры из более позднего геологического прошлого, все перечисленное выше в состоянии объяснить, почему широкая зона гумидного умеренно-теплого климата ранней и средней юры в средних широтах Евразии с активным углеобразованием на суше и черносланцевых толщ в морских бассейнах в поздней юре преобразовалась в зону более теплого, но одновременно и более сухого климата. В это же время произошло смещение в северном направлении границ субтропической и тропической зон и значительное расширение аридного пояса. В поздней юре во всей полосе северной прибрежной зоны океана Тетис терригенные осадконакопления сменились карбонатными.

Интерпретируя климаты прошлого обычно приходится опираться на совокупность данных: литолого-фациальных, палеогеохимических, палеонтологических, палеоботанических и др. В одних случаях эти данные удается получить при изучении конкретных разрезов, попутно опираясь на весь комплекс извлеченных органических остатков, в других – этого можно достичь, опираясь на анализ условий седиментации и палеогеографическую обстановку того или иного бассейна в целом.

Известно, что изученные флоры происходят либо из прибрежной зоны северной окраины Тетиса, где в юрскую и раннемеловую эпохи преобладала карбонатная седиментация, либо из солонатоводных озерных бассейнов типа Каратауского озера, несколько удаленного от морского побережья.

Рассмотрим последовательно имеющиеся данные. Литолого-фациальные. В позднеюрскую эпоху формировались толщи известняков хемогенных и биогенных. Активную роль в их образовании играли и рифообразующие организмы: кораллы, мшанки, водоросли, гидроидные полипы и пр. Максимум трансгрессии в оксфорде совпадает с наибольшим потеплением и продвижением рифообразующих организмов к северу.

В представлении литологов на линии профиля, пересекающего вкрест прибрежную зону, вслед за барьерным рифом, отделяющим открытое море от побережья, располагалась лагуна. Циклический характер осадков в лагуне определялся как сменами сезонов, так и приливно-отливными колебаниями. С начала регрессии в конце оксфорда лагуны все более отшнуровывались от моря и тонкотерригенная карбонатная седиментация в них сменялась эвапоритовой.

Рифообразование и формирование эвапоритов могло происходить только в условиях жаркого сухого климата. Эти выводы, по крайней мере, о высоких среднегодовых температурах океанических вод подтверждаются геохимическими данными (изучение изотопных соотношений кислорода, отношение Ca/Mg в раковинных организмах). Максимальная температура вод в оксфорде в период максимального развития трансгрессии достигала более 23°C; в келловее, кимеридже и титоне она была несколько ниже (+20 - 21°C), однако во всех случаях такие температуры характеризуют субтропическую зону, возможно переходную к тропической, но никак не умеренную.

Показателями сухости климата выступают прежде всего сами ископаемые растения. Толстая кутикула на листьях растений, глубоко погруженные устьица, окаймленные папиллами и волосками для уменьшения испарения, чешуевидные листья хейролепидиевых и араукариевых и др. ксероморфные признаки в сочетании с доминированием птеридоспермовых и цикадофитов дают полное право интерпретировать климат этой части Евро-Синийской области как аридный субтропический, отчетливо выраженный сезонный, с выпадением осадков в зимнее время.

Позднеюрская флора Каратау, формировавшаяся уже на некотором расстоянии от морского побережья, по широкому спектру ксероморфных признаков многих растений также свидетельствует о принадлежности Южного Казахстана к аридной зоне. Это находит подтверждение и в широком развитии континентальных красноцветов во всей Среднеазиатской провинции Евро-Синийской области в позднеюрскую и раннемеловую эпохи.

Некоторые различия в составе флористических комплексов в зоне побережья и в удалении от него, связано, по-видимому, не столько с климатическими, сколько с эдафическими причинами, – вполне вероятным большим засолением почв в полосе побережий, произрастанием на карбонатных субстратах. И в современной флоре низких широт, особенно в аридном поясе, таксономический состав прибрежных ассоциаций, в том числе и обитающих на барьерных рифах, нередко оказывается более бедным, нежели в обрамлении озерных бассейнов на континенте.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Долуденко М.П.* Позднеюрская флора Зольнхофена (ФРГ) и Каратау // Палеонтол. журнал. 1977. № 4. С. 110 - 117.
- Долуденко М.П.* Позднеюрские флоры Юго-Западной Евразии. М.: Наука. 1984. 110 с.
- Долуденко М.П., Орловская Э.Р.* Юрская флора Каратау. М.: Наука. 1976. 260 с.
- Долуденко М.П., Сакулина Г.В., Пономаренко А.Г.* Геологическое строение района уникального местонахождения позднеюрской фауны и флоры Аулие (Каратау, Южный Казахстан). М.: ГИН АН СССР. Ротапринт. 1990. 38 с.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г., Риху Л.-Э. и др.* Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М.: Институт океанологии АН СССР. Ротапринт. 1987. С. 104 - 115.
- Полянский Б.В.* Мезозойские угленосные формации северной окраины Мезотетиса. М.: Наука. 1989. 190 с.
- Barale G.* La Paléoflore jurassique du Jura Français. Etude systématique, aspects stratigraphiques et paléoécologiques // Docum. Lab. Géol. Lyon. 1981. N. 81. P. 1 - 467.
- Barale G.* Le genre Cycadpteris Zigno au jurassique dans l'Ouest Européen // Palaeontographica. 1982. Abt. B. Bd. 183. Hf. 1 - 3. S. 8 - 56.
- Barale G., Blanc-Louvel C., Buffetaut E. et al.* Les gisements de calcaires lithographiques du Crétacé inférieur du Mont-sech (province de Lérida, Espagne): considérations paléoécologiques // Géobios. 1984. Mém. Spéc. N. 8. P. 275 - 283.
- Barale G.* Sur trois nouvelles espèces de Coniferales du Crétacé inférieur d'Espagne: intérêts paléoécologiques et stratigraphiques // Rev. Palaeobot. Palynol. 1989. N. 61. P. 303 - 318.
- Barthel K.W.* Solnhofen. Ott Verlag Thun edit. 1978. 393 s.
- Cerin.* Une lagune tropical au temps des dinosaures. Lyon: CNRS, Museum de Lyon. 1985. 136 p.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L. et al.* Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1 / 20000000 e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à Actuel // Bull. Soc. géol. France. 1985. T. 1. N. 5. P. 637 - 652.
- Fabre J., Broin F., Ginsburg L., Wenz S.* Les Vertébrés du Berriasien de Canjuers (Var, France) et leur environnement // Géobios. 1982. T.15. N. 6. P. 891 - 923.
- Ginsburg L.* Paléoécologiques des calcaires lithographiques portlandiens du Petit Plan de Canjuers (Var) // C. R. Acad. Sci. Paris. 1973. T. 276. Ser. D. P. 933 - 934.
- Jung W.* Der zweite Fund von Athrotaxites lycopodioides Unger in den Plattenkalken des Fränkischen Jura // Geol. Blätter für Nordost-Bayern. 1974₁. Bd. 24. N. 3. S. 194 - 200.
- Jung W.* Die Konifere Brachyphyllum nepos Saporta aus den Solnhofener Plattenkalken (uneteres Untertithon), ein Halophyt // Mitt. Bayer Staatssamml. Paläont. Rist. Geol. 1974₂. N. 14. S. 49 - 58.
- Jung W.* Furcifolium Kräusel ist Keine Ginkgophyte! // Archaeopteryx. 1985. S. 7 - 13.
- Kräusel R.* Furcifolium longifolium (Seward) n. comb. eine Ginkgophyte aus dem Solnhofener Jura // Senckenbergiana. 1943. N. 26. S. 426 - 433.
- Meyer K.F.* Landpflanzen aus den Plattenkalken von Kelheim (Malm) // Geol. Blätter für Nordost-Bayern. 1974. Bd. 24. N. 3. S. 200 - 210.
- Mutschler O.* Die Gymnospermen des Weissen Jura von Nusplingen // Jahresb. Mitt. Oberrheinischen Geol. Ver. 1927. N. 16. S. 25 - 50.
- Salfeld H.* Fossile Land-Pflanzen der Rät und Juraformation Südwestdeutschlands // Palaeontographica. 1907. Bd. 54. S. 163 - 204.
- Sanz J., Wenz S., Vebeles A. et al.* An early Cretaceous faunal and floral continental assemblage: Las Hoyas Fossil-site (Cuenca, Spain) // Géobios. 1988. T. 21. N. 5. P. 611 - 635.
- Saporta G.* Notice sur les plantes fossiles du niveau des lits à poissons de Cerin // Lib. Georg édit. Lyon. 1873. P. 1 - 60.
- Vidal L.M.* Compte-rendu des excursions dans la province de Lérida du 11 au 15 Octobre // Bull. Soc. Géol. France. 1898. T. 3. N. 26. P. 884 - 899.
- Viol G.* The "Solnhofen lithographie limestone" (Bavaria, Germany) // Géobios. Mém. spéc. 1992. N. 16. Suppl. N. 3. P. 3 - 48.

УДК 551.581:551.791

КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ И ОБЩАЯ ШКАЛА ЕВРОПЕЙСКОГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

© 1993 г. В. А. Зубаков

Государственный гидрологический институт, 199053 С.-Петербург, 2-я линия, д. 23, Россия

Поступила в редакцию 20.02.92 г.

В стратиграфии плейстоцена на очередь дня поставлено создание высокоразрешающей климатохронологической шкалы материкового плейстоцена. Средиземноморский бассейн и лёссовая формация наиболее подходящие для этого объекты. Здесь установлены непрерывные последовательности климатических событий, не уступающие по детальности глубоководным колонкам. Такие разрезы и наличие геомагнитных реперов и хронометрических датировок позволяет с большей уверенностью проводить межрегиональную климатостратиграфическую корреляцию, чем это было возможно десятилетие назад. Дана корреляция 7 региональных схем Европы. Указаны ритмо-хронологические закономерности отклика биосферы на 400-тысячелетний климатический ритм. Обсуждено взаимоотношение общей (хроностратиграфической) и специализированной климатохронологической шкал плейстоцена.

ВВЕДЕНИЕ

50 лет назад Ф. Цейнер (1943) завершил первое в истории исследование по межрегиональной корреляции четвертичных отложений. В основу его была положена хронология климатических фаз, априори привязанная к орбитальным циклам Миланковича (1939 г.), и корреляция средиземноморских террас с непрерывными разрезами лёссовой формации. В последующие 50 лет стратиграфическая мысль развивалась по спирали. От начального воодушевления идеями Миланковича–Цейнера (С.А. Яковлев, 1956 г. и др.) и до почти полного их отрицания (К.К. Марков, 1965 - 1967, Р.Ф. Флинт, 1971), к последующей реабилитации¹ и построению глубоководной изотопно-кислородной шкалы, сопряженной с орбитальными циклами по методу настройки (Berggren *et al.*, 1980; Raymo *et al.*, 1989; Shackleton *et al.*, 1990 и др.). В последней работе речь идет уже о последовательности более чем в 100 ярусов в интервале в 2.6 млн. лет до инверсии Гилберт – Гаусс. Однако, поскольку возраст ярусов определяется в основном расчетным путем, то естественно, что в схемах разных исследователей он различен. По существу сформировались 2 изотопных шкалы: “короткая” Раддмана–Раймо, основанная на эмпирических К-Аг датировках инверсий полярности, и “длинная” – Шекльтона–Берже–Пелтиера, базирующаяся на приоритете астрономических данных. Разница между ними на уровне Брюнес/Матуямского перехода составляет 50 тыс.,

а вершины Олдувая – уже 120 тыс. лет. Сторонники “длинной” изотопной шкалы считают, что К-Аг-методу свойственно систематическое омоложение определяемых значений возраста на 5 - 7%. В пользу “длинной” климатохронологической шкалы независимо пришел и Хильген, работающих над детальной корреляцией сапропелевых горизонтов плиоцена Средиземноморья, фиксирующих прецессионные циклы (Hilgen, 1991).

Между тем, независимо от этих споров и успехов в разработке глубоководной шкалы стало ясно, что стратиграфии континентального плейстоцена и всего позднего кайнозоя нужен свой, континентальный эталон климатохронологической/климатостратиграфической шкалы. Дело в том, что в глубоководной шкале отражаются изменения объема наземных льдов осредненно для обоих полушарий. А как они изменялись в действительности это еще неизвестно. Многие исследователи Антарктиды считают, например, что рост ее ледникового щита ускорялся в межледниковья северного полушария. Поэтому высокоразрешающие климатохронологические шкалы нужны для каждого материка в отдельности. Они необходимы для геологического картографирования и особенно нужны для целей прогностической палеоклиматологии.

Таким образом, мы снова пришли к той задаче, которую 50 лет назад сформулировал Ф. Цейнер – необходимо создать детальную стратиграфию позднего кайнозоя континентов на основе “абсолютной” хронологии климатических событий. Но теперь решать ее мы можем уже по новому – используя существенно возросший за последнее десятилетие багаж эмпирических хронометрических данных.

¹ Фундаментальное обоснование теории орбитального воздействия на климат Земли дается в работах бельгийского астронома и палеоклиматолога Анри Берже (Berger, 1979; Berger *et al.*, 1992 и др.). Эта тема на русском языке разработана в книге Шмуратко (1991).

I. ЭМПИРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О НЕПРЕРЫВНЫХ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В сознании геологов прочно укрепилось представление об исключительной неполноте геологической летописи континентального плейстоцена (по сравнению с глубоководным). Оно сильно преувеличено. Опыт показывает, что даже в пределах развития ледниковой формации можно получить непрерывные разрезы с 4 ледниковыми горизонтами и 3 - 4 межледниковьями. Таковы, например, разрезы скважин у с. Акулово под Москвой (Фурсикова и др., 1992), или знаменитый составной разрез обнажений и скважин у г. Лихвин (Чекалин) на Оке (см. Зубаков, 1992, рис. 6 и 8). В почвенно-лессовой формации таких разрезов множество (Веклич, 1982). Вопрос упирается лишь в их комплексное изучение. Не всегда, к сожалению, палеонтологические методы здесь эффективны. Зато успешно применяется магнитостратиграфическая корреляция и термолюминесцентное (TL) датирование.

На рис. 1 сопоставлены 3 очень важных непрерывных разреза, вскрывающих в интервале от последнего межледниковья до кровли Харамильо (875 тыс. лет) 13 - 16 термохронов, т.е. столько же, сколько установлено в глубоководном разрезе.

Обратим внимание на то, что разрез Королево в речной долине и разрез Цокур на приморской равнине, сложенной морскими ейскими песками среднего апшерона, разделенные расстоянием в 900 км и изученные разными исследователями, имеют почти тождественную последовательность погребенных почв и лёссов. Впрочем, это уже давно доказанный факт (Веклич, 1982), зафиксированный в унифицированной схеме четвертичных отложений Украины (Веклич, 1986), равно как и в схеме РМСК по центру и югу Русской равнины для области Донского ледникового щита (Шик, 1986). В данном случае более существенно то, что и В.В. Кочегура в Цокуре, и Г.А. Поспелова в Королево независимо выявили примерно одинаковое количество экскурсов геомагнитного поля и примерно в одинаковой стратиграфической последовательности.

Обратимся к разрезу древнего болота Тенаги-Филиппон в бассейне р. Драма на прибрежной равнине Эгейского моря. По возрасту он ровесник Цокурского разреза. В результате 25-летних исследований проф. Виймстра с сотрудниками (Wijnstra, Smit, 1976; Van Wiel, Wijmsra, 1987a, б) в нем по трем скважинам выявлена уникальная для Европы 200-метровая непрерывная последовательность спорово-пыльцевых комплексов, охватывающих 1 млн. лет. Комплексы сгруппированы в 48 палинозон, отражающих крупные циклы развития растительности. В цикле устанавливаются 4 фазы: степная, отвечающая холодному ариднему климату, и 3 лесных. Первая

представлена открытой лесной растительностью, с характерными зарослями фисташки (теплое, влажное лето и зима). Вторая – вечнозелеными дубовыми лесами (см. рис. 1), указывающими на типичный средиземноморской климат с сухим летом. Третья – лесами из пород, сбрасывающих листву на зиму (прохладно, влажно). Фактором, определяющим смену сукцессий были, таким образом, больше условия зимы, чем лета.

Между изумительно детальными пыльцевыми диаграммами Тенаги-Филиппона и диаграммой из Королево, любезно переданной автору Г.М. Левковской и тоже уникальной для лёссовой формации, много общего. В Королево также чередуются лесные и степные фазы. Леса были двух типов: из широколиственных пород и хвойные. Лесостепи и степи характеризуются присутствием элементов тундрово-болотной растительности – кустарниковых и карликовых форм берез, ольхи и ивы и травы синюхи остролепестной (*Polimonium acubiflorum*). Третичные реликты, обильные в Тенаги в 48, 47, 46 и 45 зонах в массе исчезают к зоне 40с, т.е. на том уровне, на котором на Украине красноцветный скифский педогенез замещается буроцветным. Но единичные реликты в обоих разрезах продолжают встречаться до рубежа, датируемого в 650 - 620 тыс. лет, на котором в Королево появляются следы вечной мерзлоты.

Тремя самыми теплыми межледниковьями среднего плейстоцена в Тенаги оказываются фалакрон, леканис и пангайон, коррелируемые с лубенским I, завадовским и прилукским Украины. Однако климат их был более аридным по сравнению с межледниковьями нижнего плейстоцена.

II. ДАЛЬНЯЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ ЕВРОПЫ

Главным критерием надежности дальней климатохронологической корреляции в плейстоцене является: использование как можно более полных стратиграфических разрезов и прослеживание уникальных событийных реперов, фиксируемых в эволюции органического мира или в геомагнитных записях. Из последних это прежде всего инверсия Брюнес/Матуяма и кровля события Харамильо. Из первых это: 1) смена поздневиллафранкской – таманской фауны на галерийскую – тираспольскую, датируемая в 1.0 - 0.8 млн. лет (Azzaroli, 1983; Вангенгейм и др., 1991; Zubakov, Borzenkova, 1990); 2) смена тираспольской на хозарскую – париоли, датируемая в 430 - 420 тыс. лет (те же авторы), а также 3) первое появление водяных крыс *Arvicola mosbachensisantiana*, фиксируемое чуть раньше на уровне около 500 тыс. лет (Chaline, 1978; Агаджанян, 1992 г.; Маркова, 1982 г.).

В морской среде такими реперами дальней корреляции являются 3 внезапных продвижения (инвазии) стеногалинных видов моллюсков из Ат-

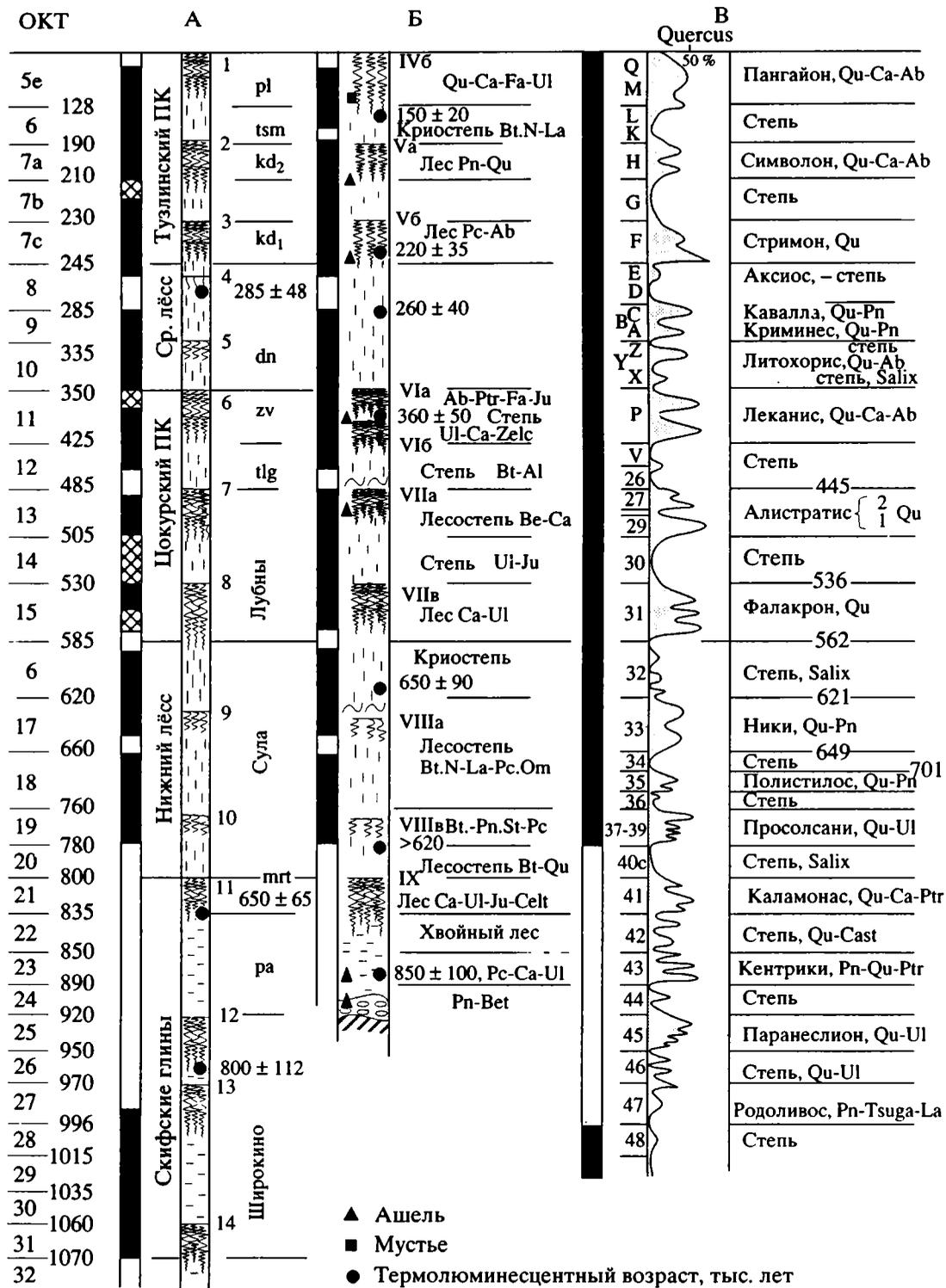


Рис. 1. Климатоstrатиграфическая разбивка трех непрерывных разрезов континентальных отложений плейстоцена.

А – на берегу лимана Цокур, Таманский п-ов (по В.А. Зубакову и В.В. Кочегуре, 1974 г.); Б – 100-метровый VII (копанской) террасы р. Тиссы, Закарпатье, у пос. Королево (по О.М. Адаменко и др., 1989); В – 200-метрового бурового разреза болота Тенаги-Филиппон, Греческая Македония (по Wijnstra, Smit, 1976 и Van der Wiel, Wijnstra, 1987a, 1987b). ОКТ – ортоклиматемы специализированной климатоstrатиграфической шкалы (“изотопные ярусы”), тыс. лет.

Номенклатура почв и лёссов двух первых разрезов локальная. Между колонками помещена стратиграфическая привязка к общеукраинской схеме, данная указанными выше исследователями. В разрезе Тенаги индексы слева означают № спорово-пыльцевых зон.

СКТ		ОКТ		I		II		III							
I	5e	Тирренский ярус	"Strombus"	Нео-(y ₁), U : 125	Карангат	Эльтиген U : 129 → C. tuberculatum		Тузлинский ПК T : 190 - 120	Прилуки п. T : 100 - 130						
	6			Фонтешвад км		Героев II T : 165			Тясмин л. T : 140 - 170						
7a	(x ₂) U : 190			Аше		Заветнино T : 205	Кайдаки II п.								
b	(x ₁) U : 210					Героев I км			Кривые Луки л.						
II	7c			Палео-(= Тарквиний)		Эо -	Остия рг.-Фаж км		Эвксино-узуллар	Челядин T : 280 - 300		Средний лесс T : 300 - 230	Кайдаки I п.		
	8						Риано U > 250			Аксай			Днепр л.		
9							Бабель				Потягайлов п.				
10													Орель л.		
III	11						w _{1,3} - 35 м			Эвксино-узуллар	Цхалцминда		Цокурский ПК	Лубны п.	Завадовка п. T : 380 - 400
	12						Номентано К : 430 - Рануццио				Уреки				T : 450 - 500
	13	Милацци	↑ Узмари ? - Arvicola T : 530 - 580		Инжавино п.										
	14	v ₂	Эскаль G		Патрай → C. tuberculatum		Коростелев л.								
	15	v ₁ - 50 м → Patella			Герасимовка		Ворона п.								
IV	16	Эскаль F-C	Чадунский региоярус		Баку		Нижний л.(Сула) T : 680 - 600			Донской л.					
	17	Фламинио регресс K : 706 - 680		Эскаль B	Рожок	Ржакса п. ?									
	18				Платово	Покровский ?									
	19				Шава B/M-	Таганрог ТМ									
	20				Сефа-Эмоний										
21	U ₄ - 30 м		Цвермагал		В	Мартоноша п. T : 830									
V	22	Портуенсио трансгрессия	Чадунский региоярус	Цвермагал	Скифские красноцветы	Широкинский ПК	Приазовский л. T : 850 - 923 Ранний ашель								
	23						Грас (Лемминги)	Н → Balanus	Верхняя п.						
	24						U ₃ - 65 м		Квемо-Натанеби км	Порт-Катон км					
	25						Фикарацци ?	Чахвата	Скифские красноцветы	Широкинский ПК	Средняя п.				
	26						U ₂ - 80 м Валлоне (Олдувай) U ₁ - 96 - 104 м				Чахвата	Широкинский ПК	Широкинский ПК	Нижняя п.	
27	Чахвата	Широкинский ПК	Широкинский ПК												
28				Чахвата	Широкинский ПК	Широкинский ПК									
29							Чахвата	Широкинский ПК	Широкинский ПК						
30	Чахвата	Широкинский ПК	Широкинский ПК												
31				Чахвата	Широкинский ПК	Широкинский ПК									
32							Кассио ргр K : 1050 Валеро км	Ейский апшерон	Широкинский ПК	Широкинский ПК					
33	Кассио ргр K : 1050 Валеро км	Ейский апшерон	Широкинский ПК								Широкинский ПК				
34				Кассио ргр K : 1050 Валеро км	Ейский апшерон	Широкинский ПК						Широкинский ПК			

Рис. 2. Климатемная корреляция Европейского плейстоцена.

СКТ – суперклиматем, ОКТ – ортоклиматемы (= изотопные ярусы), ПМ – палеомагнитная шкала: зоны полярности (черные – прямой) и экскурсы g_{1-13} – в магнетеме Брюнес (B), n_{1-2} – в магнетеме Матуяма (M). Регионы: I – Средиземное море, II – Черное море, III – лёссовая зона юга Русской равнины, IV – террасы р. Днестр, V – Каспийское море (террасы), VI – ледниковая зона Русской равнины, VI – Северо-Западная Европа.

Фауна		IV		V		VI		VII		ПМ		
Хозарская (M. tr. chosaricus)	Хозарский р/ярус	II – Карагаш U: 112	Цаган-Аман ргр.	IX – 45 м	Микулино T: 137	Эем U: 90 - 131		r_5 / Bi				
		III – Слея Т: 140	Сингильская ргр.	X – 80 м	Москва III T: 140 - 200	Варта T: 140	r_6 / Bi					
		IV – Варница Т: 240 - 300		XI – 100 м Т: 254	Бармино T: 190		Бантега	r_7				
		Т: 260 - 285		XII – 125 м	Москва II ?			Лаузитц?	Эрлингсдорф			
		Т: 340 - 380		Гюрдянский	XII – 145 м U: >300		?	Хугевин				
		Т: 450 - 500			XIV – 165 м		Москва I T: 220 - 306	Флёминг	r_8 / Dn			
		Т: 550	Урунджик тр: 510 - 602	Чекалин тм	Хокне-Домнитц	r_9						
		Тираспольская (M. trogontherii)	Бакинский р/ярус	V – Григориополь Т: 450 - 500	Нижний Венед треки: 700 ± 200	XV – 180 м	Калуга км	Голштин	Фуне	r_{10} / UrI		
				Т: 620 - 640		Грозный	Лихвин T: 400 - 500	Сванскомб				
				Т: 710 - 800		Урунджик тр: 510 - 602	Малаховка, T: 489	Эльстер II, K: 400				
VI – Колкотовая Т: 710 - 800	Урунджик тр: 510 - 602			Рославль		Смоленск ↑ Arvicola км, T: 563	Кромер	Зюссенборн	$r_{11} / UrII$			
	Т: 710 - 800			Глазов тм		Глазов тм		км	Войгштедт			
Таманская (Ar. meridionalis)	Апшеронский р/ярус			VII – Кошница км Михайловская		Дуздагская регрессия Треки: 1050 - 950	XV – 180 м	Дрн-Перекуша T: 600 - 640	Эльстер I км	Эльстер "С"	r_{12}	
				Т: 710 - 800			Ильинка	Сукромня		Росмален	Вилле ПК	r_{13}
				VIII – Клицканы Т: 1100 - 940			Сетунь	Сетунь	Эльстер "В"	780		
							Т: 1100 - 940	Матвеево	Матвеево			Вестерховен
				IX T: 1300 Хаджимус			Ликова-Нарев	Ликова-Нарев	Эльстер "А"			
		Петропавловка	Петропавловка		Ваарденбург							
		Горянская серия	Даумангайская серия	IX T: 1300 Хаджимус	Замьяны трансг. Чегем оледенение		Горянская серия	Горянская серия	Даумангайская серия	Даумангайская серия	n_1	830
				Т: 1300	→ D. baeric.		Горянская серия	Горянская серия	Даумангайская серия	Даумангайская серия		
				Т: 1300	Дуздагская регрессия Треки: 1050 - 950		Горянская серия	Горянская серия	Даумангайская серия	Даумангайская серия		
				Т: 1300	Коби трансг.		Горянская серия	Горянская серия	Даумангайская серия	Даумангайская серия		
Т: 1300	Коби трансг.			Горянская серия	Горянская серия	Даумангайская серия	Даумангайская серия					
Хозарская (M. tr. chosaricus)	Хозарский р/ярус	IX T: 1300 Хаджимус	Замьяны трансг. Чегем оледенение	Горянская серия	Горянская серия	Даумангайская серия	Даумангайская серия	n_2 / Ja	990			
		Т: 1300	→ D. baeric.	Горянская серия	Горянская серия	Даумангайская серия	Даумангайская серия					
		Т: 1300	Дуздагская регрессия Треки: 1050 - 950	Горянская серия	Горянская серия	Даумангайская серия	Даумангайская серия					
		Т: 1300	Коби трансг.	Горянская серия	Горянская серия	Даумангайская серия	Даумангайская серия					
		Т: 1300	Коби трансг.	Горянская серия	Горянская серия	Даумангайская серия	Даумангайская серия					

Сокращения: км – криомер, тм – термомер, ргр – регрессия, В/М – Брюнес-Матуямский переход (780 тыс. лет назад), п – почва, л – лёсс, ПК – педокомплекс.

Интерпретация автора по материалам: I – Ambrosetti et al. (1972), Бутцер по Bowen (1978), Lumley (1968), Renault-Miskovsky and Girard (1982), Chaline (1977), Ruggieri and Sprovieri (1984); II – автор; III – Веклич (1982, 1986); IV – Александрова и др. (1986); V – автор; VI – Шик (1986), Фурсикова и др. (1992), Гайгалас, Раукас (1986), Красненков и др. (1992); VII – Zagwijn (1985), Wiegank (1991).

лантики в Средиземное море, а из него в Черное. Первая, соответствующая максимуму сицилийской (= португенско) трансгрессии в Средиземноморье, фиксируется в Черном море по появлению сравнительно редких раковин стеногалинных видов в подошве цвермагалских слоев (находки автором домиков *Valanus* на гальке в опорном разрезе на г. Цвермагал тотчас над кровлей *n-2* зоны квемонатанеби (= Харамильо) и в так называемой “болгарской чауде” (Чепалыга, 1990 г.). Можно предполагать, что именно в это время прародитель каспийских дидакн – черноморский вид *Didacna baegicrassa* – проник по Манычу в Каспий. Вторая инвазия фиксируется появлением *Patella ferruginea* в подошве палеотиррена и *Raphia senescens* и *Cardium cf. tuberculatum* в подошве патрая. В инвазии стромбусовой – карангатской фауны в Средиземное и Черное моря было 3 пика, которые датируются в 210, 190 - 170 и 120 тыс. лет (Ambrosetti *et al.*, 1972; Зубаков, 1986).

Все указанные дисперсии и инвазии наземной и морской фауны несомненно являются откликом экосистемы на особо сильные изменения климата и глобальной гидрологической обстановки и представляют бесспорные реперы в межрегиональной корреляции климатических волн.

Важную, но не определяющую роль в этой корреляции имеют и хронометрические данные. Но их валидность в каждом конкретном случае должна устанавливаться по соответствию всему комплексу стратиграфических данных. Иными словами, хронометрические данные выполняют 2 роли: 1) инструмента “прикидочной корреляции” и 2) “оценщика” возраста уже построенной межрегиональной схемы событий. Вторая роль несомненно более важная и ответственная, поскольку позволяет переходить от событийной стратиграфии (Гладенков, 1990) к глобальной климатохронологической шкале.

Сам результат корреляции 7 синтетических региональных климатостратиграфических схем Европы представлен в таблице (рис. 2). Комментировать его в короткой журнальной статье невозможно. Каждый исследователь-региональщик должен оценить валидность этой корреляции для своего и соседних регионов сам. Что же касается элемента дискуссий, то он будет сопровождать нас вечно, поскольку процесс познания субъективен и бесконечен.

III. ДИСКУССИЯ О РИТМИКЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ И КЛАССИФИКАЦИИ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ

Одним из недостатков глубоководной изотопной хронологии является одноранговость используемых единиц измерения – изотопных ярусов. Как известно, они представляют части климатических ритмов в 100 и 40 тыс. лет, связанных в ос-

новном с колебаниями наклона оси вращения Земли и влияющих на климат высоких широт. По А. Берже (1979, 1992) наиболее чувствительным к колебаниям инсоляции является пояс вдоль 60 - 65° с.ш., в котором и располагаются центры низкого давления атмосферы и периодические возникают центры оледенения, питаемые циклоническими осадками. Число изотопных ярусов уже превысило сотню. И это является прямым указанием на то, что в указанных широтах колебания объема наземных льдов происходили по крайней мере с 2.5 млн. лет.

Однако весь опыт континентальной климатостратиграфии показывает, что гамма климатических изменений в действительности богаче, чем это фиксирует изотопная океаническая палеогляциологическая шкала. А именно, существует целый спектр климатических циклов от сотен лет до сотен тысяч лет (Зубаков, 1992), фиксируемый в “неледниковых” широтах Земли. Он, этот спектр, представлен и в отложениях эпох и периодов прошлого, когда на Земле вообще не было ледниковых условий. Эти ритмы, и прежде всего прецессионный, связаны с колебаниями увлажнения в низких и умеренных широтах (Berger, 1979; Шараф, 1974), с периодическими колебаниями муссонной активности, определяемой температурными контрастами между океаном и континентами.

Анализ геологических данных привел автора к гипотезе о наличии особого “звеньевского”, не указанного Миланковичем, ритма, регулирующего глобальные колебания увлажненности низких и умеренных широт (Зубаков, 1968; 1986; 1993; Zубakov, Borzenkova, 1990) и определяющего своим существованием “малые” хронозоны фанерозойской шкалы. В.И. Шмуратко (1991) связывает этот ритм (его “фактор X”) с прецессионной сезонностью солярного климата, которая является функцией эксцентриситета. Как показали теоретически А. Берже и эмпирически Хильген, при высоком эксцентриситете амплитуда прецессионного ритма возрастает и соответственно активизируется муссонная циркуляция. Длительность звеньевского ритма, оцененная автором эмпирически сначала в 370 - 380 тыс. лет (Зубаков, 1968), а недавно (Зубаков, 1992) в 4 тыс. лет, составляет по Ш.Г. Шарафу (1974) 425 тыс. лет, а по данным А. Берже (1979) – 413 тыс. лет и не менялась на протяжении фанерозоя (Berger *et al.*, 1992). Поэтому вероятно, что автор в своих недавних расчетах (Зубаков, 1992) пропустил один понтический ритм.

На рис. 3 предпринята попытка более точного использования эмпирических данных для построения ритмологической схемы климатических колебаний плейстоцена. Длительность ритма вновь принята (согласно А. Берже) в 413 тыс. лет, а события для наполнения схемы взяты из непрерывных разрезов и прежде всего из представленных на рис. 1. Таким образом эта схема для трех первых колонок фактографична и только колон-

СКТ	ОКТ	Т-Ф	У-Т	Ч. м.	Л. з.	ПМ	ОКТ	Т-Ф	У-Т	Ч. м.	Л. з.	ПМ	ОКТ	Т-Ф	У-Т	Ч. м.	Л. з.	ПМ														
		Будущее																														
	1	Голоцен							11	pp- Леканис	4-5 3 1-2	6п zv	uz ₁	Lh- Hls																		
Супертермохрон	2	Верхний лёсс	рç	Новозёксин	Последнее оледенение	1	12	vv-26 (445) Алистратис 2	27 b ₃ -e	tlg	Древний эвксин Уреки II Т: 450	ok-Els 2	r ₁₀	22	42 E 42 D 42 B	Сиджиро-кастрон	Приазовский лёсс Т: 923 Королево Т: 850 ± 100	Цвермагала (н. чауда) средняя	Дорст	N ₁												
	3																				P	Кринидес Колебаки Гераклит	df	5	27 b ₂	42 A						
	4																				V	bg	4	27 a-b ₁	43 C							
	5a																				U	Элевтероуполис	Витачев	Сурож	28	43 b						
	b																				T	ud	Крот-ков	30	43 a							
5e	O	Пангайон	1п-рl	elt	mik	14	29-Алистратис 1	44	24	43 b																						
Суперкриохрон	6	Тузлинский ПК	Тясмин	Карагаг	Москва III	6	15	31-Фалакрон	Лубенская почва	8п	рtr	Рославль - Кромер	gl	25	45 Паранеслион	12п sh ₃	H	26	46	Широкинский ПК												
																					L ₄₋₅	Неакатерина	1п-рl	5 Bl	30	(536)	23	43 C	Приазовский лёсс Т: 923 Королево Т: 850 ± 100	Цвермагала (н. чауда) средняя	Леердем	N ₁
																					L ₁₋₃	gr 2	8п	рtr	31	(562)	24	43 a				
	K	gr 1	ms II	7	32	T: 650 ± 90	Гераклимов	Дон ("С")	26	46	Широкинский ПК																					
	7a	H	Символон	2п	Кайдаки	zvt	33-Ники	Рожок	Сукромня	27		47-Родоливос	Криогенез	Порт-Катон Кв-Натанеби																		
	b	G	gr l	ms II	7	33-Ники	9п(VIIIa)	Рожок	Сукромня	28		48			13п sh ₁ 14п	Чахата																
	7c	F	Стримон	3п	Кайдаки	tob	17	33-Ники	(621)	29		Ильичевский лёсс					Ейский апшерон															
	8	E	Аксиос	dn	çhl	ms I	18a	34	(649)	30			Ильичевский лёсс	Ейский апшерон																		
	9	C	Кавалла	4п	Узунлар II	Чекалин	r ₈ -Днепр	18c	36	9п(VIIIa)	Рожок				Сукромня	31			Ильичевский лёсс	Ейский апшерон												
		B	35-Полистилос	10п(VIIIb)	Тагаарог	Матвеево	32		9п(VIIIa)	Рожок	Сукромня	32				Ильичевский лёсс	Ейский апшерон															
A		Крименес	5п	Узунлар II	Чекалин	r ₈ -Днепр	19	37 Просол 2	10п(VIIIb)	Тагаарог	Матвеево	33		Ильичевский лёсс	Ейский апшерон																	
ZZ		38 - Сани	10п(VIIIb)	Тагаарог	Матвеево	34		10п(VIIIb)	Тагаарог	Матвеево	34		Ильичевский лёсс					Ейский апшерон														
YY	Литохорис	or	kl	9	20	40c	Sf	Lk ("A")	35		Ильичевский лёсс	Ейский апшерон																				
10	XX	or	kl	9	20	40c	Sf	Lk ("A")	36							Ильичевский лёсс	Ейский апшерон															

Рис. 3. Схема синфазального сопоставления фаз трех 400-тысячелетних ритмов (I, II, III) в четырех регионах Европы: Т-Ф – разрез Тенаги-Филиппон, У-Т – Украины и Тамани, Ч. м. – Черного моря, Л. з. – ледниковой зоны. Расшифровку стратиграфических индексов см. в рис. 1 и 2.

Таблица 1. Возможная иерархия климатостратиграфических (климатохронологических) единиц (Стратиграфический кодекс, 1992)

Таксоны и их аббревиатура	Содержание
Гиперклиматем (ГКТ)	1/2 ритмов в 1.2 - 2.5 и 3.7 м.л.
Суперклиматем (СКТ)	1/2 ритма в 413 т.л.
Ортоклиматем (ОКТ)	1/2 ритмов в 41 и 100 т.л.
Гипоклиматем (гГК)	1/2 прецессионного ритма в 19 - 22 т.л.
Нанноклиматем (нКТ)	1/2 ритмов в 2.5 и 1.2 т.л.

ка “ледниковые зоны” заполнена с помощью корреляции, в данном случае почти общепринятой.

Предлагаемый способ изображения климатических событий плейстоцена очень удобен для выявления временных закономерностей изменения климата, обуславливаемых орбитальной ритмикой, и установления их стратиграфической иерархии. Во-первых, видно, что многие коррелируемые региональные климатостратиграфические горизонты Русской равнины, например, валдайский, подмосковный, лубенский, сульский, приазовский и т.д. соответствуют группировкам изотопных “ярусов”. Вместе с тем есть настоящие горизонты, отвечающие лишь малой части изотопного яруса, например, микулинский горизонт, вероятно, сетунский и др. Наконец, в практике сохраняют свое значение и такие понятия, как “большие” ледниковья и межледниковья, традиционно обозначаемые альпийскими индексами “рисс”, “миндель”, “миндель-рисс” и т.д. Когда в начале века на Русской равнине выделялись миндельское и рисское оледенения, то А.П. Павлов, Г.Ф. Мирчинк и другие под ними понимали то, что позже стало “днепровским” и окским горизонтами, а теперь – подмосковным и внуковским. Поэтому и миндель-рисс (лихвин) на Русской равнине всегда понимался двояко – как сложное большое “окско-днепровское” межледниковье – “большой лихвин” (Величкевич, 1989 г. и предшественники) и как короткий интервал, соответствующий лишь гиттиям лихвинского разреза (Москвитин, 1965 г.).

Все эти неопределенности в трактовке иерархии и объема климатостратиграфических подразделений явно указывают на необходимость новой и более совершенной классификации климатостратиграфических единиц. За это давно выступали И.И. Краснов (1989), В.В. Меннер, Ю.Б. Гладенков (1990) и автор. Три первых исследователя, а вначале и автор (Зубаков, 1969 г.), предложили дополнить шкалу общих хроностратиграфических подразделений 4 - 5 таксонами климатостратиграфических единиц. По более позднему мнению автора, климатостратиграфическим подразделениям лучше придать статус специализированных, подобно магнитостратиграфическим (Зуба-

ков, 1978). Иерархия таких единиц – климатем (табл. 1) – была недавно разработана автором (Зубаков, 1986, 1990) и предложена “на обдумывание” последним изданием Стратиграфического кодекса (1992). Смысл наших предложений в том, чтобы классификация климатостратонов была не формальной, случайной, а отражала эмпирически выявленные ритмические закономерности климатических колебаний. Такой подход получил одобрение со стороны А. Берге (1992)² – бесспорного авторитета в теории климатической хронологии. Читатель сам может поразмышлять над нашими предложениями, используя рис. 3.

Конечно, разработка климатохронологической периодизации нацелена на весь позднекайнозойский интервал, по крайней мере на его последние 15 млн. лет. Поэтому предложенное разделение ритмов в 0.4, 1.2, 2.5 млн. лет, отвечающих в целом биохронозонам кайнозоя, на климатически противоположные части – крио- и термоклиматемы (табл. 1), оправдано прежде всего с точки зрения их практического использования в доплейстоценовом разрезе. Однако, я признаю, что такой подход расходится с традициями индексации климатостратонов четвертичной системы, сложившимися в геологической службе бывшего СССР за последние 60 лет, и с рекомендациями второго издания Стратиграфического кодекса (1992), нацеленными исключительно на практику четвертичной стратиграфии. Поэтому представляется целесообразным обсудить ниже проблему соотношения климатохронологической периодизации с общей шкалой именно применительно к четвертичной системе.

На рис. 4 представлена сопоставительная таблица, в которой левая часть составлена в соответствии с рекомендациями Кодекса, а правая является экстрактом всего сказанного выше. Каждое звено по традиции начинается с межледниковой ступени и заканчивается ледниковой. Это позволяет использовать рациональную по смыслу стандартную систему цифровой индексации ступеней. При определении суперклиматем как климатически противоположных частей климатоциклов эту процедуру использовать уже нельзя. Поэтому при обосновании границ суперклиматем для четвертичной системы можно сделать исключение и принять определение суперклиматем как экологически выраженных подциклов. При этом можно выделить 2 подцикла – “средиземноморского” и “континентального” типов. Подошву первого

² “Their proposal to use orthoclimathems and superclimathems as the major units of a unified climatochronologic classification of the Pleistocene is a good attempt to define a way for constructing a synthetic view of global climatic variations and for trying to resolve the problem of synchronicity of climatic changes during the Pleistocene” (Berger, 1992).

(Их предложение – использовать орто- и суперклиматемы как главные единицы унифицированной климатохронологической классификации плейстоцена, – пишет он, – является хорошей попыткой найти путь конструирования синтетических обзоров глобальных вариаций климата ... (Berger, 1992)).

Общая шкала			Региональные подразделения		Климатохронологическая шкала					
Раздел	Звено	Ступень	Климатолит		Ортоклиматом и гипоклиматом	Тыс. л.	СКТ	События	ГКТ	
Плейстоцен	Верхнее	IV	Голоцен		1	12	Ср Ко			
		III ₄	Осташков		2			10		
		III ₃	Петербург		3	24	I			
		III ₂	Ярославль		4	65				
		III ₁	Микулино-Прилуки		5	115		R-W		
	II ₄	Москва-Тясмин		6	130			9		
	Среднее	II ₃	Одинцово-Кайдаки		Тула	7а	190	II R		
						7б	210			
						7с	230			
						7с	245			
		II ₂	Днепр		Днепр	8 - Челябин	285			
	Нижнее	I ₁	Лихвин		Днепр	9	350	III M-R		
						10	370			
		I ₆	Ока-Тилигул		Цокур	11	425	IV M		
						12	485			
						13	500			
	I ₅	Рославль-Лубны		Цокур	14	530		8		
					15	585		7		
	Эоплейстоцен	Верхнее	I ₄	Дон-Пережша		Сула	16	620	V G-M	
							17	660		
18а							700			
18б										
18с										
Нижнее		I ₃	Корчево-Ильинка		Сула	19а	780	VI GII		
						19б				
						19с				
						20				
						21				
Верхнее	I ₂	Покров?		Маргоноша	19а	840	VII GI-GII			
					19б					
					19с					
					20					
					21					
Нижнее	I ₁	Нарев-Лика		Маргоноша	21	1200	VIII GI			
					22					
					23					
					24					
					25					
Верхнее	I ₁	Кай-Дубина		Маргоноша	21	1250	IX D-G			
					22					
					23					
					24					
					25					
Нижнее	I ₁	Гилей?-Приазов		Широкино	22	1370	I			
					23					
					24					
					25					
					26					
Верхнее	I ₁	Шиляй?		Широкино	25	1590	II			
					26					
					27					
					28					
					29					
Нижнее	I ₁	Юндзикай?		Широкино	30	1640	III			
					31					
					32					
					33					
					34					
Верхнее	I ₁	-Ильичевск		Широкино	35	1790	IV			
					36					
					37					
					38					
					39					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	40	1790	V			
					41					
					42					
					43					
					44					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	45	1790	VI			
					46					
					47					
					48					
					49					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	50	1790	VII			
					51					
					52					
					53					
					54					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	55	1790	VIII			
					56					
					57					
					58					
					59					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	60	1790	IX			
					61					
					62					
					63					
					64					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	65	1790	X			
					66					
					67					
					68					
					69					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	70	1790	XI			
					71					
					72					
					73					
					74					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	75	1790	XII			
					76					
					77					
					78					
					79					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	80	1790	XIII			
					81					
					82					
					83					
					84					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	85	1790	XIV			
					86					
					87					
					88					
					89					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	90	1790	XV			
					91					
					92					
					93					
					94					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	95	1790	XVI			
					96					
					97					
					98					
					99					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	100	1790	XVII			
					101					
					102					
					103					
					104					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	105	1790	XVIII			
					106					
					107					
					108					
					109					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	110	1790	XIX			
					111					
					112					
					113					
					114					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	115	1790	XX			
					116					
					117					
					118					
					119					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	120	1790	XXI			
					121					
					122					
					123					
					124					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	125	1790	XXII			
					126					
					127					
					128					
					129					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	130	1790	XXIII			
					131					
					132					
					133					
					134					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	135	1790	XXIV			
					136					
					137					
					138					
					139					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	140	1790	XXV			
					141					
					142					
					143					
					144					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	145	1790	XXVI			
					146					
					147					
					148					
					149					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	150	1790	XXVII			
					151					
					152					
					153					
					154					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	155	1790	XXVIII			
					156					
					157					
					158					
					159					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	160	1790	XXIX			
					161					
					162					
					163					
					164					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	165	1790	XXX			
					166					
					167					
					168					
					169					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	170	1790	XXXI			
					171					
					172					
					173					
					174					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	175	1790	XXXII			
					176					
					177					
					178					
					179					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	180	1790	XXXIII			
					181					
					182					
					183					
					184					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	185	1790	XXXIV			
					186					
					187					
					188					
					189					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	190	1790	XXXV			
					191					
					192					
					193					
					194					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	195	1790	XXXVI			
					196					
					197					
					198					
					199					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	200	1790	XXXVII			
					201					
					202					
					203					
					204					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	205	1790	XXXVIII			
					206					
					207					
					208					
					209					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	210	1790	XXXIX			
					211					
					212					
					213					
					214					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	215	1790	XL			
					216					
					217					
					218					
					219					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	220	1790	XLI			
					221					
					222					
					223					
					224					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	225	1790	XLII			
					226					
					227					
					228					
					229					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	230	1790	XLIII			
					231					
					232					
					233					
					234					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	235	1790	XLIV			
					236					
					237					
					238					
					239					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	240	1790	XLV			
					241					
					242					
					243					
					244					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	245	1790	XLVI			
					246					
					247					
					248					
					249					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	250	1790	XLVII			
					251					
					252					
					253					
					254					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	255	1790	XLVIII			
					256					
					257					
					258					
					259					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	260	1790	XLIX			
					261					
					262					
					263					
					264					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	265	1790	L			
					266					
					267					
					268					
					269					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	270	1790	LI			
					271					
					272					
					273					
					274					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	275	1790	LII			
					276					
					277					
					278					
					279					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	280	1790	LIII			
					281					
					282					
					283					
					284					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	285	1790	LIV			
					286					
					287					
					288					
					289					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	290	1790	LV			
					291					
					292					
					293					
					294					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	295	1790	LVI			
					296					
					297					
					298					
					299					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	300	1790	LVII			
					301					
					302					
					303					
					304					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	305	1790	LVIII			
					306					
					307					
					308					
					309					
Нижнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	310	1790	LIX			
					311					
					312					
					313					
					314					
Верхнее	I ₁	Шлава?-Крыжановка		Широкино	315	1790	LX			
					316					
					317					
					318					
					319					

следует проводить по инвазиям морской фауны, а подошву вторых – по дисперсионным событиям в фауне млекопитающих. Первые суперклиматы при этом окажутся короче вторых (125 - 160 и 280 - 255 тыс. лет соответственно), но это не столь уже важно. Главная цель – естественность и экологическая значимость рубежа с одной стороны и сохранение рациональной системы цифровой индексации ступеней или неких ортоклиматов внутри суперклимата (например, в миоцене) – достигается. Возможно, именно такой – климато-экологический подход для стратиграфической практики в фанерозое будет даже более удобным, чем последовательно выдержанный ритмоклиматический.

ВЫВОДЫ

1. Летопись климатических событий на континентах ничем не уступает по детальности глубоким изотопным записям. Все зависит от интенсивности, техники исследований и квалификации исследователя.

2. Климатостратиграфические подразделения на континентах (конкретно, в Европе) имеют, в отличие от изотопных ярусов океанической шкалы, сложную иерархию, что отражает вполне реальные физические воздействия на приземную часть атмосферы непосредственно в разных широтах. Изотопные же ярусы одноранговы, поскольку они отражают, в основном, колебания климата высоких широт, причем в осредненной форме для двух полушарий.

3. Для практических целей (картировочных и прогностических) желательна разработка научной классификации (периодизации) климатических событий прошлого. В качестве рабочей основы таковой представляется система иерархически соподчиненных климатов (климатохронов), основанная на эмпирически установленных климатических записях в разрезе стратисферы, соответствующих по длительности известным орбитальным ритмам.

4. Наиболее крупными климатостратонами плейстоцена (суперклиматами) являются половины 413-тысячелетнего орбитального ритма. Генезис последнего связан, по-видимому, с механизмом прещессионной сезонности соляного климата, управляемым триггерными (незначительными по величине) изменениями эксцентриситета. Ритм этот фиксируется на всех широтах, в том числе и в низких, и не связан с ледниковыми условиями. Содержанием его являются изменения глобальной увлажненности.

5. В плейстоцене (и плиоцене тоже) гумидная, большая по длительности, часть цикла оказывается более благоприятным временем для накопления льдов в высоких широтах континентов и потому она рассматривается как суперкриохрон (рис. 3). В более аридную и более короткую часть цикла (супертермохрон) условия для формирования наземных льдов менее благоприятны, поэто-

му уровень моря выше и условия для развития стеногалинной фауны лучше. Каждый из суперклимата имеет в свою очередь по несколько фаз с присущим им инсоляционно-циркуляционным режимом.

6. Рубежи между суперклиматами регистрируются биосферой как экологические кризисы, воздействие которых проявляется дифференцированно на разные группы и в разных природных зонах, или, наоборот, как экологические акме-интервалы. Так, переход от суперкриотема к супертермоклимату (рубежи 6/5, 16/15, 26/25 изотопных ярусов), т.е. от максимального на протяжении цикла оледенения донского типа к наиболее теплomu межледниковью неотирренского типа, представляет акме-зону для распространения стеногалинной морской фауны. А рубеж между фазами наиболее сезонноконтрастного (континентального) на протяжении звена климата вюрмского типа и фазой наиболее океанического климата лихвинского типа (рубежи 2/1, 12/11, 22/21 изотопных ярусов) представляет для успевшей адаптироваться к сезонноконтрастному климату фауны наземных млекопитающих, экологический кризис. Именно к этому рубежу приурочено вымирание специализированных форм животных и появление новых.

7. Таким образом, анализ экологического отклика органического мира на изменения климата в плейстоцене может, по-видимому, быть полезным для вскрытия "климатической подошвы" (термин В.А. Красиловой, 1985 г.) хронозона фанерозоя и переосмысления содержания стратона общей шкалы как последовательности глобальных и субглобальных экологических перестроек, происходивших в ответ на изменения природной среды и в первую очередь на изменения климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Гладиллин В.Н. и др. Палеолитическое местонахождение Королево в Закарпатье // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1989. № 58. С. 5 - 25.

Александрова Л.П., Букатчук П.Д., Михайлеску К.Д. и др. Молдавия (схема VII) // Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: МСК. 1986. С. 83 - 96.

Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло Б.И. и др. Положение Таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкале // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1991, № 60. С. 41 - 52.

Веклич М.Ф. Палеозтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наукова Думка, 1982. 208 с.

Веклич М.Ф. Украина (схема VIII) // Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: МСК. 1986. С. 97 - 118.

- Гайгалас А.И., Раукас А.В.* Корреляция и реконструкция плейстоценовых оледенений Прибалтийского региона // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука. С. 154 - 160.
- Гладенков Ю.Б.* Стратиграфическая шкала. Событийная стратиграфия, дробные стратиграфические подразделения // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1990. № 1. С. 3 - 17.
- Зубаков В.А.* Планетарная последовательность климатических событий и геохронологическая шкала плейстоцена // Чтения памяти Л.С. Берга. Л.: Наука, 1968. С. 17 - 64
- Зубаков В.А.* Ритмостратиграфические подразделения. Л.: МСК. 1978. 51 с.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 288 с.
- Зубаков В.А.* Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пыльцевых диаграммах. С.-Петербург: ГГИ, 1992. 112 с.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события неогена и их климатостратиграфическая классификация // Изв. Русского Географического общества. В. 3, 1992.
- Красненков Р.В., Агаджанян А.К., Казанцева Н.Е., Анистратенко В.В.* Стратипический разрез Ильинского горизонта // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: МСК, 1991. С. 97 - 122.
- Краснов И.И.* Астрономическая геохронология антропогена. Проблема сопоставления геохронологических шкал // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональная корреляция. Новосибирск: Наука, 1989. С. 7 - 19.
- Стратиграфический кодекс. Второе изд. Под ред. *Жамойды А.И. и др.* С.-Петербург: МСК. 1992. 120 с.
- Фурсенкова И.В., Писарева В.В., Якубовская Т.В. и др.* Опорный разрез плейстоцена у д. Окатово в Западном Подмосковье // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: МСК, 1992. С. 59 - 81.
- Шараф Ш.Г.* Астрономический календарь // Геохронология СССР. Т. 3. Новейший этап. Л.: Недра, 1974. С. 258 - 265.
- Шик С.М.* Центральный район Восточно-Европейской платформы (схема V) // Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: МСК, 1986. С. 50 - 72.
- Шмуратко В.И.* Теория М. Миланковича и функциональное моделирование палеоклиматов. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 151 с.
- Aguirre E. and Pasini G.* The Pliocene-Pleistocene boundary. Episodes, 1985. N. 8. P. 116 - 120.
- Ambrosetti P., Azzaroli A., Bonadonna F.P., Follieri M.* A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian side of Central Italy // Boll. Soc. Geol. Ital., 1972. V. 91, f. 1. P. 169 - 184.
- Azzaroli A.* Quaternary mammals and the "End-Villafranchian" dispersal events - a turning point in the history of Eurasia // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 1983. V. 33. P. 117 - 139.
- Berger A.* Spectrum of climatic variation and their causal mechanisms // Geophys. Surv., 1979. V. 3. P. 351 - 402.
- Berger A. Review, V.A. Zubakov and I.I. Borzenkova.* 1990. Global Palaeoclimate of the Late Cenozoic. Elsevier Sc. Publ. // Earth Science Rev, 1992. V. 32.
- Berger A., Loutre M.F., Laskar J.* Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies // Science. 1992. V. 255. P. 560 - 566.
- Berggren W.A., Burkle L.H., Cita M.B., Cook H.B.C., Funnell B.M., Gartner S., Hays J.D., Kennett J.* Towards a Quaternary time-scale // Quater. Res., 1980, V. 13. N. 3. P. 277 - 302.
- Bowen D.Q.* Quaternary geology. Oxford. Pergamon Press, 1978. 221 p.
- Chaline J.* Essai de stratigraphie, biologique et climatique du Pleistocene du Pliocene et du Miocene superieur continental Eurasiatique fonde sur l'etude des rongeurs. Dijon, 1978. 5 с.
- Hilgen F.J.* Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale // Earth and Planet. Sci. Letters, 1991. V. 104. P. 226 - 244.
- Lumley H.* Correlation of Quaternary shorelines in meridional France with the Alpine glacial chronology // Univ. Colorado Stud., Ser. Earth Sci., 1968. N. 7. P. 72 - 84.
- Raffi S.* The significance of marine boreal molluscs in the Early Pleistocene faunas of the Mediterranean area // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 1986. V. 52. P. 267 - 289.
- Raymo M.E., Ruddiman W.F., Backman J., Clement B.M. and Martinson D.G.* Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice-sheets and North Atlantic deep water circulation // Palaeoceanography, 1989. V. 4. N. 4. P. 413 - 436.
- Renault-Miskovsky J., Girard M.* Analyse pollinique du remplissage pleistocene inferieur et moyen de la grotte du Valonnet // Geol. Mediterranean, 1978. P. 385 - 402.
- Ruggieri G., Rio D., Sprovieri R.* Remarks on the chronostratigraphic classification of Lower Pleistocene // Boll. Soc. Geol. Ital., 1984. V. 103. P.251 - 259.
- Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.P.* An alternative astronomical calibration on the Lower Pleistocene timescale based on ODP site 677 // Transact. Royal Soc. Edinburg. Earth. Sci., 1990. V. 81. P. 251 - 261.
- Van der Wiel A.M., Wijmstra T.A.* Palinology of the lower part (78 - 120 m) of the core Tenaghi Philippon II, Middle Pleistocene of Macedonia, Greece // Rev. Paleobot. and Palinology, 1987. V. 52. P. 73 - 88.
- Van der Wiel A.M., Wijmstra T.A.* Palinology of the 112.8 - 198.8 m interval of the core Tanghi Philippon III, Middle Pleistocene of Macedonia // Rev. Paleobot. and Palinology, 1987. V. 52. P. 89 - 117.
- Wiegand P.* Magnetostratigraphisch-geochronologische Untersuchungen zur Geschichte des Plio-Pleistozäns in Mitteleuropa und ihrer Beziehungen zur globalen geologischen, paläoklimatischen und paläoökologischen Entwicklung. Zentralinstitut für Physik der Erde. Veroff, 1990. N. 113. 274 S.
- Wijmstra T.A., Smit A.* Palinology of the Middle part (30 - 78 m) of the 120 m deep section in Northern Greece (Macedonia) // Acta Bot Neerl., 1976. V. 25. N. 4. P. 297 - 312.
- Zagwijn W.H.* An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geol. en Mijnbouw, 1985. V. 64. P. 17 - 24.
- Zeuner F.E.* The Pleistocene period: its climate chronology and faunal successions. The Ray Society. V. 130 for 1942 and 1943. London, 1945. 212 p.
- Zubakov V.A., Borzenkova I.I.* Global Paleoclimate of the Late Cenozoic. Elsevier, Amsterdam, 1990. 456 p.

УДК 551.332.2(476)

ВИТЕБСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ БЕЛАРУСИ

© 1993 г. Ф. Ю. Величкевич, А. Ф. Санько

Институт геохимии и геофизики АН Беларуси, 220000 Минск, Беларусь

Поступила в редакцию 03.04.92 г.

Обосновывается выделение витебского межледникового горизонта в качестве самостоятельной стратиграфической единицы плейстоцена. В связи с этим рассматривается история развития представлений об этом межледниковье, семенные флоры, спорово-пыльцевые диаграммы, териофауны и его место в нижнеплейстоценовом разрезе. Анализ материала свидетельствует о том, что витебские слои залегают на одной из нижнеплейстоценовых морен, названной западнодвинской, а перекрываются окской мореной.

Историю развития представлений о витебском (смоленском) межледниковье следует начинать с литовских разрезов Снайгупеле и Буйвиджай, которые по спорово-пыльцевым данным первоначально рассматривались как мяркинские (микулинские) (Kondratiene, 1958, 1962), а позднее был сделан вывод об их стратиграфической самостоятельности (Кондратене, 1973; Кондратене, Вишневецкая, 1974). О более древнем, явно не верхнеплейстоценовом возрасте межледниковых образований обоих разрезов свидетельствовали и материалы их палеокарпологического изучения (Ришкене, 1972, 1979; Величкевич, 1974, а, б). В дальнейшем, вероятно, под влиянием широко распространившейся в 60 - 70-е годы концепции о наличии второго (последилхвинского) среднеплейстоценового межледниковья, в стратиграфической шкале плейстоцена Литвы было выделено снайгупельское межледниковье (Вайтекунас и др., 1976), которое являлось возрастным аналогом шкловского (рославльского) межледниковья Беларуси и Центра Русской равнины.

Семенные флоры снайгупельского типа вначале безоговорочно относились к группе шкловских (рославльских) флор (Ришкене, 1979; Величкевич, 1979), но позднее были выделены в особую подгруппу (Величкевич, 1982), а затем, с появлением новых находок таких флор, стали рассматриваться в качестве особой возрастной группы. В каждой работе, касающейся флор снайгупельского (смоленского) типа, подчеркивалось большое сходство их состава с нижинскими (рославльскими) флорами, поэтому в связи с пересмотром возраста последних, оказавшихся не средне-, а нижнеплейстоценовыми, беловежскими, следует со всей определенностью высказаться и о положении в разрезе плейстоцена флор, характерных для отложений витебского межледниковья. Л.Н. Вознячук (1978, 1981, 1985), выделивший это межледниковье и вначале избравший в качестве стратотипа обнажение у д. Яхны (урочище Смоленский Брод) на Зап. Двине, близ северо-

восточной границы Беларуси, а затем разрез у д. Пушкари Витебской области, помещал его наряду с беловежским в нижний плейстоцен, но допускал существование между ними еще одного межледниковья, так называемого могилевского. В своих предположениях Л.Н. Вознячук исходил прежде всего из палеокарпологических и микротериофаунистических данных, значительно пополнившихся за последние годы.

Межледниковые флоры, которые на основании палеокарпологических или спорово-пыльцевых данных, а иногда тех и других вместе, можно уверенно относить к витебскому межледниковью, пока немногочисленны, но их широкая география позволяет надеяться на новые находки подобного рода. Анализ палеоботанических материалов прошлых лет показывает, что в научном обиходе наряду с очень характерными, обладающими типичными признаками этой группы семенными флорами или спорово-пыльцевыми диаграммами, имеется немало фрагментарных или невыразительных флор и диаграмм, которые либо составлены в качестве проблематичных, либо ошибочно идентифицируются с другими межледниковьями со сходным типом развития природной обстановки. Особенно велика вероятность отнесения образования витебского времени к миккулинскому межледниковью, как это и случилось в свое время с разрезом Пушкари (Рельеф и стратиграфия ..., 1969). Есть основания полагать, что некоторые из разрезов витебского типа могут фигурировать в качестве отложений так называемого второго климатического оптимума несуществующего второго рославльского (шкловского) последилхвинского межледниковья.

Флоры девяти рассматриваемых разрезов неравноценны, поскольку происходят из обнажений и скважин, из отложений различного генезиса и мощности, что наложило заметный отпечаток на набор экзотов в каждой из них (табл. 1), однако налицо и четко выраженные признаки групповой общности всех этих флор. В палеокарпологичес-

Таблица 1. Экзоты флор витебского (смоленского, снайгупельского) типа

Растение	Смоленский Брод (Яхны)	Снайгупеле	Буйвиджай	Кричев	Пушкари	Нижинский Ров	Кондраты	Тяглицы	Силинский Майдан
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Pilularia borysthenica</i> Wieliczk.						+			
<i>Azolla interglacialis</i> Nikit.		+	+						+
<i>Isoetes rugosus</i> Wieliczk.						+			
<i>Potamogeton dvinensis</i> Wieliczk.	+								+
<i>P. pseudorutilus</i> Dorof.			+				+	+	
<i>P. panormitanoides</i> Dorof.						+			
<i>P. cf. perforatus</i> Wieliczk.								+	+
<i>P. cf. manshuriensis</i> A. Benn.						+		+	+
<i>Caulinia lithuanica</i> Rišk.	+	+	+	+				+	+
<i>C. goretskyi</i> Dorof.	+		+					+	
<i>C. ex gr. tenuissima</i> (A. Br.) Tzvel.	+	+							
<i>C. sukaczewii</i> Dorof.									+
<i>Carex paucifloroides</i> Wieliczk.	+	+					+	+	+
<i>Scirpus atroviroides</i> Dorof.	+						+		+
<i>S. cf. torreyi</i> Olney	+			+					
<i>Dulichium arundinaceum</i> (L.) Britt.	+	+				+			
<i>Carpinus betuloides</i> Wieliczk.	+	+			+	+			
<i>Brasenia ex gr. borysthenica</i> Wieliczk.	+	+	+	+		+			
<i>Nymphaea cinerea</i> Wieliczk.	+	+			+	+			+
<i>N. cf. pusilla</i> Dorof.						+			
<i>Euryale byelorussica</i> Wieliczk.	+								
<i>Aldrovanda cf. borysthenica</i> Wieliczk.	+			+		+			
<i>Ranunculus ex gr. sceleratoides</i> Nikit.			+		+	+	+		+
<i>Trapa</i> spp.	+			+					
<i>Hypericum pleistocenicum</i> Wieliczk.						+			

ком отношении их объединяет: сходный характер воспроизводимых лесных сообществ с господством смешанного хвойно-широколиственного комплекса из *Larix*, *Carpinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, довольно высокая степень экзотичности травянистой флоры, участие реликтовых неогеновых (*Potamogeton perforatus*, *Caulinia sukaczewii*, *Carex paucifloroides*, *Scirpus atroviroides* и др.) и древних плейстоценовых видов (*Pilularia borysthenica*, *Euryale byelorussia*, *Nymphaea cinerea* и др.), в том числе стенохронных *Caulinia lithuanica*, *Brasenia ex gr. borysthenica*, архаичный облик растительных остатков из некоторых разрезов (Кондраты, Силинский Майдан). Обращает на себя внимание и такая интересная особенность витебских флор, как постоянное участие в их составе кустарниковой формы березы (типа *Betula humilis*), нередко образующей в предоптимальных слоях межледниковой толщи целые скопления разнообразных остатков (Смоленский Брод, Кондраты, Тяглицы). Не менее важным является присутствие в полных, хорошо изученных флорах из обнажений особого вида граба – *Carpinus betuloides*, который существенно

отличается от широко распространенного в микулинское время современного вида *C. betulus* и не только указывает на бесспорную древность витебских флор, но и позволяет в необходимых случаях отличать их от очень сходных по общему составу, но почти “безграбовых” беловежских флор. Специфика семенных флор того и другого межледниковий проявляется наиболее четко при сопоставлении богатых флор из обнажений, в ряде случаев они хорошо различаются и по коллекциям из скважин, но вероятность ошибки в датировании до минимума снижает взаимная коррекция палеокарпологических и спорово-пыльцевых данных.

Спорово-пыльцевым диаграммам витебского межледниковья присущи такие специфические черты, как невысокое содержание пыльцы орешника, максимум которого расположен выше максимума липы, раннее появление ольхи, а среди широколиственных – вяза, сравнительно высокое содержание в первой половине климатического оптимума пыльцы дуба, а во второй – граба, присутствие в значительных количествах пыльцы сосны по всему оптимуму. К тому же в витебских

слоях часто встречается пыльца лиственницы и ели при отсутствии или незначительном участии пыльцевых зерен пихты. В составе озерно-болотных накоплений наиболее полных разрезов этого возраста кроме межледниковых участвуют позднеледниковые и раннеледниковые образования. Последовательность палинозон в таких разрезах выглядит следующим образом. Позднеледниковые слои, например, в разрезе Смоленский Брод (Вознячук, Санько, 1981), включают по крайней мере три зоны: А – карликовой березки, ели и лиственницы; В – велижского интерстадиала, включающего зоны Ва – березы и Вв – сосны; С – ели, лиственницы и сосны. Витебские межледниковые слои начинаются с зоны березы (Vt 1) и сосны (Vt 2). Оптимум межледниковья состоит из палинозон вяза и дуба (Vt 3), ольхи и липы (Vt 4), лещины (Vt 5), граба (Vt 6). Завершается разрез позднеледниковыми слоями с максимумами пыльцы ели (Vt 7) и сосны (Vt 8). В раннеледниковых отложениях резко увеличивается количество пыльцы березы. Спорово-пыльцевые диаграммы витебских отложений очень похожи на микулинские, но в сравнении с ними имеют ряд существенных особенностей – другое распределение по разрезу максимума пыльцы лещины и ее сравнительно небольшая роль. Кроме того, в микулинских отложениях отсутствует пыльца лиственницы. Витебские диаграммы имеют также общие черты с беловежскими (шкловскими, глазовскими) диаграммами, но отличаются от них главным образом по наличию мощного максимума пыльцы граба и неодновременностью кульминации пиков пыльцы орешника и ольхи. По характеру пыльцевых диаграмм витебские отложения стоят ближе всего к образованиям “второго климатического оптимума” беловежской (шкловской) серии или пепеловского (Шик, 1981) оптимума разрезов Нижнинский Ров, Подруднянский, Жидини и пр. В то же время спорово-пыльцевые диаграммы витебских слоев аналогичны опубликованным О.П. Кондратене (1973) диаграммам снайгупельских отложений Литвы. В Польше в рассматриваемую группу отложений, по всей вероятности, входит верхний оптимум фердинандовского интергляциала. В Германии корреляция витебских слоев по палинологическим данным возможна с фойгштедским интергляциалом, особенно образованиями разреза Реперсдорфа (Erd, 1987) и верхней половины глин разреза Бильсгаузен возле Геттингена (Lüttig, 1965; Müller, 1965). В Восточной Англии аналогами витебских слоев могут быть эстуарные глины горизонта мандсли кромерской лесной свиты (West, 1977; 1990).

На несомненную древность витебского межледниковья указывает обнаруженная в некоторых разрезах этого времени фауна мелких млекопитающих. В частности, возраст фауны Смоленского Брода определяется наличием в ее составе архаичной формы *Arvicola mosbachensis* (Вознячук и др., 1979), которая, по мнению различных

исследователей, в эволюционном ряду *Miomys-Arvicola* представляет собой переходную форму от раннеплейстоценовой *Miomys intermedius* (= *M. savini*) к современной *Arvicola terrestris*, либо является наиболее древней формой *A. cantiana*. Возрастной диапазон *A. mosbachensis* охватывает промежуток времени от верхов нижнего плейстоцена (его доокской части) до начала среднего плейстоцена (лихвинского раннеледниковья), т.е. ее присутствие в витебских межледниковых слоях вполне согласуется с палеокарпологической датировкой этого межледниковья концом нижнего плейстоцена. По строению жевательной поверхности зубы *A. mosbachensis* очень сходны с зубами корнезубой полевки *Miomys intermedius*, но в отличие от последней лишены корней, в чем проявляется прогрессивная эволюция полевых линий *Miomys-Arvicola*. Что же касается распространения по разрезу плейстоцена *Miomys intermedius*, то остатки этого вида в изобилии представлены в раннеплейстоценовом корчевском межледниковье Беларуси (Вознячук и др., 1977), а также установлены (со знаком ex gr.) в одной из скважин (№ 519) Рославльского страторайона (Агаджанян, Глушанкова, 1986), отложения которого в прошлом принимались за стратотип среднеплейстоценового (днепровско-московского) рославльского межледниковья. Наиболее близкими аналогами фауносодержающих пород Смоленского Брода считаются (Вознячук и др., 1979) аллювиальные пески Гуньков и Пивихи на Русской равнине, пески Мосбаха, Мауэра и карстовое заполнение Зудмер-Берга-2 в Германии, травертины Вертешсоллеша в Венгрии.

Тесная эволюционная преемственность беловежских и витебских флор и фаун млекопитающих можно расценивать лишь как свидетельство их принадлежности к двум очень близким по возрасту межледниковым эпохам, разделенным сравнительно небольшим периодом похолодания, представленным, как это, например, имеет место в разрезе Нижнинского Рва, перигляциальным суглинком со скудным набором эвритермных водноболотных растений (Величкевич, 1978) и лесотундровыми и тундровыми спорово-пыльцевыми спектрами (Кондратене, Санько, 1985). Такая палеоботаническая характеристика разделяющих межледниковые толщи двучленного разреза Нижнинского Рва слоев указывает на сравнительно небольшие размеры породившего их оледенения, южная граница которого отстояла далеко к северу от юго-восточной части Беларуси.

Формирование двучленных озерно-болотных толщ, когда последующий водоем наследует котловину предыдущего, несмотря на протекавшие на этой территории процессы пенепленизации, представляет собой довольно редкое явление, имевшее место в экстрагляциальных областях всех оледенений. В частности, разрезы с органогенными толщами микулинского и голоценового возраста, разделенные валдайскими перигляциальными

образованиями, часто встречаются в Центральной Беларуси, т.е. южнее границы максимального распространения последнего оледенения. Вероятность формирования таких двучленных межледниковых толщ внутри границ разделяющего их оледенения практически равна нулю, поскольку отложения основной, а тем более конечной морены, коренным образом меняют гидрографическую сеть и рельеф территории. В этой связи следует различать два типа разрезов озерных отложений, в которых палеонтологически датированные межледниковые слои залегают непосредственно на морене и генетически связаны с ней позднеледниковыми образованиями, либо межледниковая толща подстилается перигляциальными образованиями, иногда и отложениями более древнего межледниковья. Картина распространения тех и других разрезов может дать приблизительное представление о размерах и границах предшествующего оледенения.

Принцип определения границ ледниковых покровов с использованием данных по подстилающей межледниковые слои морене, на наш взгляд, более эффективен, чем по перекрывающей морене, поскольку генетические связи межледниковых отложений с подстилающей мореной всегда более прочные, нежели с перекрывающей. Применение данного принципа особенно правомерно на территориях, занятых комплексом более молодых ледниковых образований. Он вполне может быть употреблен для определения южной границы ледникового покрова, предшествующего витебскому межледниковью. На схематической карте (рис. 1) видно, что местонахождения витебских межледниковых слоев, более или менее тесно связанные с подстилающей мореной, тяготеют к северу Беларуси и Смоленской области, отмечаются в Литве и северных районах России. В то же время витебские отложения, входящие в состав двучленных межледниковых разрезов и подстилаемые перигляциальными накоплениями, расположены южнее этой полосы. Границу между двумя типами разрезов витебских слоев или границу максимального распространения предшествующего им оледенения условно можно провести от Гродно в сторону Вильнюса, севернее Даугавпилса, а затем через Полоцк, Сенно на юго-восток до Орши. Далее она проходит севернее Рославля и теряется на территории Московской и Нижегородской областей. По своим размерам это оледенение в общем сходно с валдайским или же было несколько больше его в центральных районах России. Полнее всего генетическая связь морены предвитебского оледенения с межледниковыми слоями изучена в разрезах бассейна Западной Двины (Смоленский Брод, Пушкари). В связи с этим отложения предвитебского оледенения предлагается называть *западнодвинскими*.

Что касается перекрывающей витебские слои морены, то проблема ее возраста и корреляции может быть рассмотрена на примере Рославль-



Рис. 1. Карта-схема местонахождения разрезов витебских межледниковых отложений Беларуси и смежных регионов.

I – разрезы витебских отложений, подстилаемые мореной западнодвинского оледенения: 1 – Снайгупеле, 2 – Буйвиджяй, 3 – Константово, 4 – Пушкари, 5 – Смоленский Брод, 6 – Кричев, 7 – Кондраты, 8 – Максименки, 9 – Акулово, 10 – Пепелово, 11 – Силинский Майдан, 12 – Теша; II – разрезы витебских отложений, в которых западнодвинские слои представлены перигляциальными накоплениями “промежуточного похолодания”: 13 – Жидини, 14 – Нижнинский Ров, 15 – Красная Дуброва, 16 – Подруднянский, 17 – Кириллы, 18 – Польное Лапино; III – граница максимального распространения морены западнодвинского оледенения.

ского стратотипического района. Витебские межледниковые отложения соответствуют здесь образованиям верхней части рославльского межледниковья или конаховскому климатическому оптимуму. Они отделены от нижнего (глазовского) климатического оптимума перигляциальными суглинками промежуточного похолодания (западнодвинского оледенения), содержащими фауну мелких млекопитающих позднеитраспольского фаунистического комплекса (Бирюков, 1985; Шик, Бирюков, 1989). Витебские слои в страторайоне перекрыты двумя моренами. Нижняя из них у д. Малаховка (скв. 201, 262, 264, 266 и 267) отделена от верхней межледниковыми отложениями, заключающими лихвинскую семенную (Величкевич, 1979) и пыльцевую (Шик, Бирюков, 1989) флоры. Эти данные свидетельствуют о том, что витебские отложения в Рославльском страторайоне перекрыты мореной окского оледенения.

Интересно заметить, что в Одинцовском страторайоне витебские образования залегают в паре не с беловежской (глазовской) толщей, как это обычно бывает, а с лихвинскими межледниковыми отложениями. В данном случае нижний климатический оптимум образуют осадки витебского, а верхний – лихвинского межледниковья. Такое предположение основывается на анализе материалов спорово-пыльцевых и палеокарпологических исследований (Бреслав и др., 1979; Величкевич, 1979; Маудина и др., 1985, 1986). Если оно подтвердится в дальнейшем, то придется внести некоторые коррективы и в стратификацию

моренных горизонтов Подмосковья, залегающих ниже отложений Одинцовского разреза. Верхнюю из трех нижнеплейстоценовых морен Одинцовского страторайона в таком случае следует сопоставлять с западнодвинской, среднюю – с перешинской (донской, остерской, ясельдинской), а нижнюю – с ворионцкой (наревской) мореной. Предлагаемая интерпретация морен Подмосковья позволяет более обоснованно коррелировать их с нижнеплейстоценовыми моренами Рославльского страторайона, Беларуси и области Донского ледникового языка. С другой стороны, она подтверждает вывод о том, что окский ледниковый покров не распространялся на территорию Подмосковья.

Таким образом, к настоящему времени накопилось достаточно материалов, чтобы в состав стратиграфических схем нижнего плейстоцена ввести новые подразделения – *витебский* межледниковый и *западнодвинский* ледниковый горизонты. Отложения этих горизонтов образуют ледниково-межледниковый цикл, имевший место во второй половине нижнего отдела плейстоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Плейстоцен бассейна Десны // М.: ВИНТИ, 1986. 226 с.

Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Маудина М.И. Новые данные по Одинцовскому стратотипическому району // Докл. АН СССР, 1979. Т. 248, № 1. С. 161 - 166.

Вазнячук Л.М., Махнач Н.А., Санько А.Ф., Матузка А.М., Назараў У.І., Шалабода В.Л. Міжледавіковыя адклады ўрочышча Смаленскі Брод на Заходняй Дзвіне ў Веліжскім раёне Смаленскай вобласці // Новае ў геалогіі антрапагену Беларусі. Мінск: Навука і тэхніка, 1979. С. 64 - 79.

Вайткенас П., Вонсавичюс В., Гайгалас А., Гуделис В., Кабайлене М., Климашаускас А., Кондратене О. Стратиграфия четвертичных отложений Литвы // Стратиграфия четвертичных отложений Прибалтики. Вильнюс: Минтас, 1976. С. 78 - 125.

Величкевич Ф.Ю. Флора разреза Снайгупеле близ г. Друскининкай // Докл. АН БССР, 1974а. Т. 18, № 6. С. 549 - 552.

Величкевич Ф.Ю. Флора пос. Буйвиджай на р. Вилии (Нярис) // Докл. АН БССР, 1974б. Т. 18, № 11. С. 1028 - 1031.

Величкевич Ф.Ю. История плейстоценовой флоры средней полосы Восточно-Европейской равнины // Советская палеокарпология (итоги и перспективы). М.: Наука, 1979. С. 76 - 121.

Величкевич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982. 239 с.

Величкевич Ф.Ю. Тыпы антрапагенавых насенных флор Рослаўскага стратараёна // Геалагічныя і палеанталагічныя даследаванні кайназою Беларусі. Мінск: Навука і тэхніка, 1989. С. 75 - 85.

Вознячук Л.Н., Вазнячук Л.М. Новая стратиграфическая схема плейстаценовых адкладаў і асноўныя заканамернасці змен прыроднага асяроддзя ледавіковай вобласці Рускай раўніны ў антрапагене // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мінск: Навука і тэхніка, 1978. С. 81 - 86.

Вознячук Л.Н. Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений // Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 137 - 151.

Вознячук Л.Н. Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 8 - 55.

Вознячук Л.Н., Махнач Н.А., Мотузко А.Н., Величкевич Ф.Ю., Якубовская Т.В., Зусь М.Е., Калиновский П.Ф., Рунец Е.П., Санько А.Ф. Нижнеплейстоценовые отложения д. Корчево на Новогрудской возвышенности в Белоруссии и их стратиграфическое и палеогеографическое значение // Докл. АН БССР. 1977. Т. 21, № 11. С. 1025 - 1028.

Вознячук Л.Н., Санько А.Ф. Опорный разрез плейстоцена в урочище Смоленский Брод // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена Европейской части СССР. М.: Наука, 1981. С. 50 - 54.

Кондратене О.П. О типах пыльцевых диаграмм мяркинского (микулинского, рисс-вюрмского) межледниковья Литвы и вопрос их одновозрастности // Палинология плейстоцена и голоцена. М.: Наука, 1973. С. 44 - 48.

Кондратене О.П., Вишневецкая Е. Новые данные о межледниковых отложениях в Буйвиджай // Вопросы изучения четвертичных отложений Литвы. Тр. ЛитНИГРИ. Вып. 27. Вильнюс: Минтас, 1974. С. 101 - 118.

Маудина М.И., Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю. Одинцовский стратотип в свете новых данных // Докл. АН СССР, 1985. Т. 284, № 5. С. 1195 - 1199.

Маудина М.И., Красновская Ф.И., Семенов В.В., Мырзин Ю.Н. Одинцовский стратотип и проблемы корреляции плейстоцена Подмосковья // Геология и полезные ископаемые центральных районов Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1986. С. 73 - 84.

Ришкене М.А. Межледниковая флора в окрестностях г. Друскининкай // Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1972. Вып. 2. С. 15 - 27.

Ришкене М.А. Антропогенная флора Литвы // Советская палеокарпология (итоги и перспективы). М.: Наука, 1979. С. 121 - 131.

Шик С.М. Результаты повторного изучения стратотипического разреза рославльских межледниковых отложений у пос. Подруднянский Рославльского района Смоленской области // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена и плейстоцена центральных районов Европейской части СССР. М.: Мингео РСФСР, 1981. С. 68 - 80.

Шик С.М., Бирюков И.П. Стратиграфия нижнего и среднего плейстоцена центральных районов европейской территории СССР // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 27 - 35.

Erd K. Die Uecker-Warmzeit von Röporsdorf bei Prenzlau als neuer Interglazialtyp im Saale-Komplex der DDR // Zeitschrift für geolog. Wiss. Berlin, 1987. Bd. 15, N 3. S. 297 - 313.

Kondratene O. Tarpledynmecio dariniai Valakampiuose ir Buivydziuose // Moskl. pranesimai. Liet. TSR MA Geol. ir geogr. Vilnius, 1962. T. 10. S. 2. P. 171 - 186.

Lüttig G. The Bilshausen type-section, West Germany // Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1965. N. 84. P. 154 - 178.

Müller H. Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazial-Profiles von Bilshausen (Unter-Eichsfeld) // Geol. Jahrbuch, 1965. Bd. 83. S. 327 - 352.

West R.G. East Anglia. Guidebook for excursions A1 and C1. INQUA. X Congress. Birmingham, 1977. 64 p.



Эволюция биосферы

УДК 551.782.21.79:551.56158(569.1)

ПАЛИНОЛОГИЯ И ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ КЛИМАТА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ СИРИИ

© 1993 г. А. Н. Симакова

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

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Получены представительные палинологические характеристики плиоценовых и четвертичных отложений территории северо-западной Сирии. Разновозрастные спорово-пыльцевые спектры позволили восстановить крупные этапы развития ландшафтных экосистем, наметить определенные рубежи перестройки растительных ландшафтов. Плиоцен-четвертичная палеоклиматическая история характеризуется направленной аридизацией климата, на фоне которой появляются аридные и пловидальные периоды. Чем древнее палеоклиматы, тем слабее выражены пики аридизации и меньше амплитуда тренда сухо-влажно.

Плиоцен-четвертичная история развития экосистем аридных и семиаридных территорий Азии изучена еще недостаточно. Остается неразработанной общая климатостратиграфическая схема, нет единого мнения в вопросах корреляции пловидальных и аридных эпох с эпохами оледенений и межледниковий высоких широт. Пыльцевой анализ общепризнанно стал самостоятельным климатостратиграфическим методом, позволяющим восстанавливать природную обстановку прошлого. На его основе наиболее полно разработана климатостратиграфическая шкала для северных (гумидных) территорий, отражающая смену ландшафтных экосистем во времени, но ее пока еще нет для аридных областей Азии.

Палинологические исследования на территории Сирии только начинаются. Имеются отдельные работы, характеризующие изменения растительности и климата в позднем плейстоцене (Kaiser, Kompf, *et al.*, 1973; Leroi-Gourhan, 1966, 1973, 1974; Niklewski, Van-Zeist, 1970) и миоцен-плиоцене (Хуссейн, 1972; Хуссейн, Рыбакова, 1973). Единственная работа, в которой наиболее полно охарактеризованы история развития флоры и климата в позднем кайнозое принадлежит К.М. Хуссейну (1973). Значительные результаты в палинологии достигнуты для сопредельных территорий Израиля (Horowitz, 1979, 1987; Leroi-Gourhan, Darton, 1987) и Турции (Benda, 1971; Van-Zeist, Bottema, 1982, 1988).

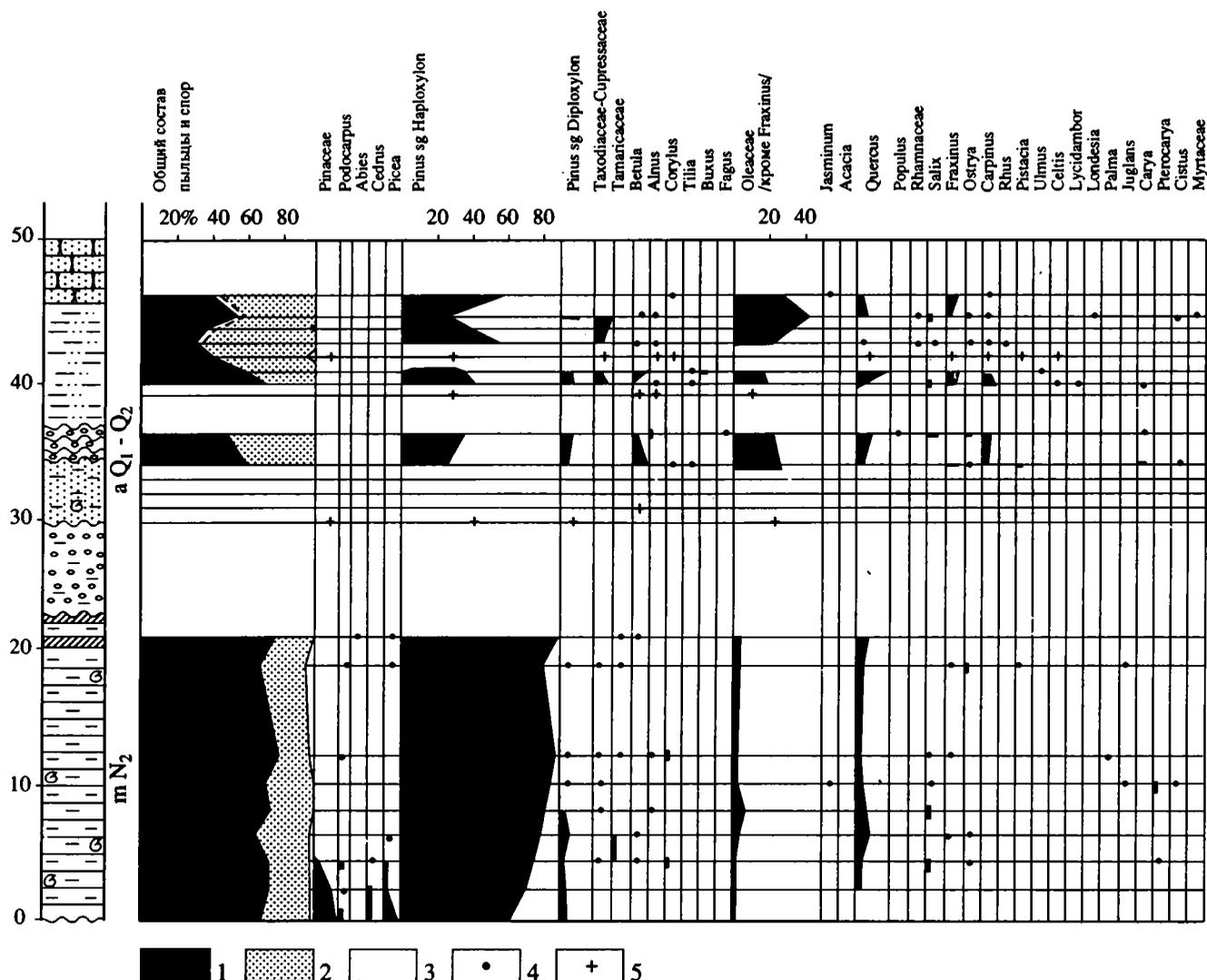
По территории северо-западной Сирии (район г. Латакия) в 1990 г. были получены представительные палинологические характеристики плиоценовых и четвертичных отложений. Появилась возможность восстановить историю растительности и климата в позднем кайнозое и наметить

критерии, позволяющие различать спорово-пыльцевые спектры отложений различного возраста.

Верхнеплиоценовые спорово-пыльцевые спектры получены из нижней части разреза Джиндирья¹ (рис. 1). Отложения представлены морскими фациями светло-серых и зеленоватых глин, карбонатных с прослоями мергелей, линзами песков, песчаников, редко гравелитов, видимой мощностью до 80 м. Плиоценовый возраст подтверждается результатами палеомагнитного анализа (эпоха Матуяма). Л.А. Головина установила в этих отложениях *Calcidiscus macintyrei* и *Discoaster brouweri*, что позволило отнести их к самой верхней части позднего плиоцена, к зоне *Discoaster brouweri* шкалы Гартнера. В спорово-пыльцевых спектрах этого разреза доминирует пыльца древесно-кустарниковой группы – до 80%. Преобладает пыльца *Pinus* sg *Haploxylon* (75 - 93%), *Pinus* sg *Diploxylon* (до 6%), *Picea* (до 12%), *Quercus* (4 - 8%), *Oleaceae* (2 - 6%). Единично присутствует пыльца *Abies*, *Cedrus*, *Betula*, *Ostrya*, *Alnus*, *Fraxinus*, *Corylus*, *Juglandaceae*, *Vitis*, *Salix*, *Palma*. Среди трав наиболее часто встречается пыльца *Chenopodiaceae* (10 - 20%), *Compositae* (4 - 15%), *Gramineae* (8 - 20%). Количество спор не превышает 6% от общего состава, однако велико их разнообразие: *Polypodiaceae*, *Custopteris*, *Anemia*, *Lycopodium*, *Seaguinella*, *Botrichium*, *Osmunda*.

Такой состав спектров дает возможность предположить широкое распространение в горных областях елово-сосновых лесов. В составе древостоя присутствовали также пихта, кедр, подокарпус.

¹ Сбор образцов и описание разрезов выполнены Е.В. Десяткиным и А.Е. Додоновым, палеомагнитные исследования В.М. Трубиным, исследования нанопланктона – Л.А. Головиной, фораминифер – В.Г. Куренковой.



В предгорьях были развиты хвойно-широколиственные леса с участием мелколиственных пород. По долинам рек широкого распространения достигали маквисы. Равнинная территория, вероятно, была занята степной растительностью с участками лесостепи.

Климат был значительно влажнее и, возможно, несколько холоднее современного.

Сейчас приморская часть северо-запада Сирии расположена на стыке средиземноморской субтропической семигумидной ландшафтной провинции и субтропической аридной (Исаченко, Шляпников, 1989). Близлежащие горные области залесены (Nanal, 1969). Здесь находятся крупные лесные массивы с участием сосны и дуба, предгорья и долины рек заняты маквисовыми растительными группировками. В современных спорово-пыльцевых спектрах древесная пыльца представлена лишь пыльцой сосны (10 - 20%), можжевельника (3%), кариин (1.5%). Среди трав доминирует пыльца Leguminosae, Umbeliferae, Gramineae, Compositae, Caryophyllaceae (Хусейн, 1973).

Эоплейстоценовые спектры получены для разреза Аль-Катрия, сложенного бурыми, местами зеленовато-серыми глинами с редкими прослоями песка. В разрезе по наннопланктону выявлена граница зон *Calcidiscus macintyrei* и *Helicosphaera sellii* - 1.51 млн. лет. Комплекс планктонных фораминифер относится к зоне *Globorotalia truncatulinoides* п/зоны *Globorotalia tosaensis*. Это подтверждается присутствием бентосного вида *Hyalinea baltica*, который в средиземноморском регионе появляется впервые на границе позднего плиоцена и раннего плейстоцена.

Эоплейстоценовые спорово-пыльцевые спектры этого разреза (рис. 2) характеризуются уменьшением пыльцы деревьев по сравнению с плиоценовыми спектрами до 40 - 50%.

В древесной группе доминирует пыльца *Pinus* (38%), *Oleaceae* (до 28%), *Quercus* (27%), *Ulmus* (9%); присутствует пыльца *Abies*, *Cedrus*, *Platicarya*, *Alnus*, *Tilia*, *Ostrya*, *Oleaceae*, *Liquidambar*. Пыльца трав представлена в основном пыльцой *Taraxacaceae*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Cruciferae*, *Gramineae*, *Ranunculaceae*. Количество спор незначительно, од-

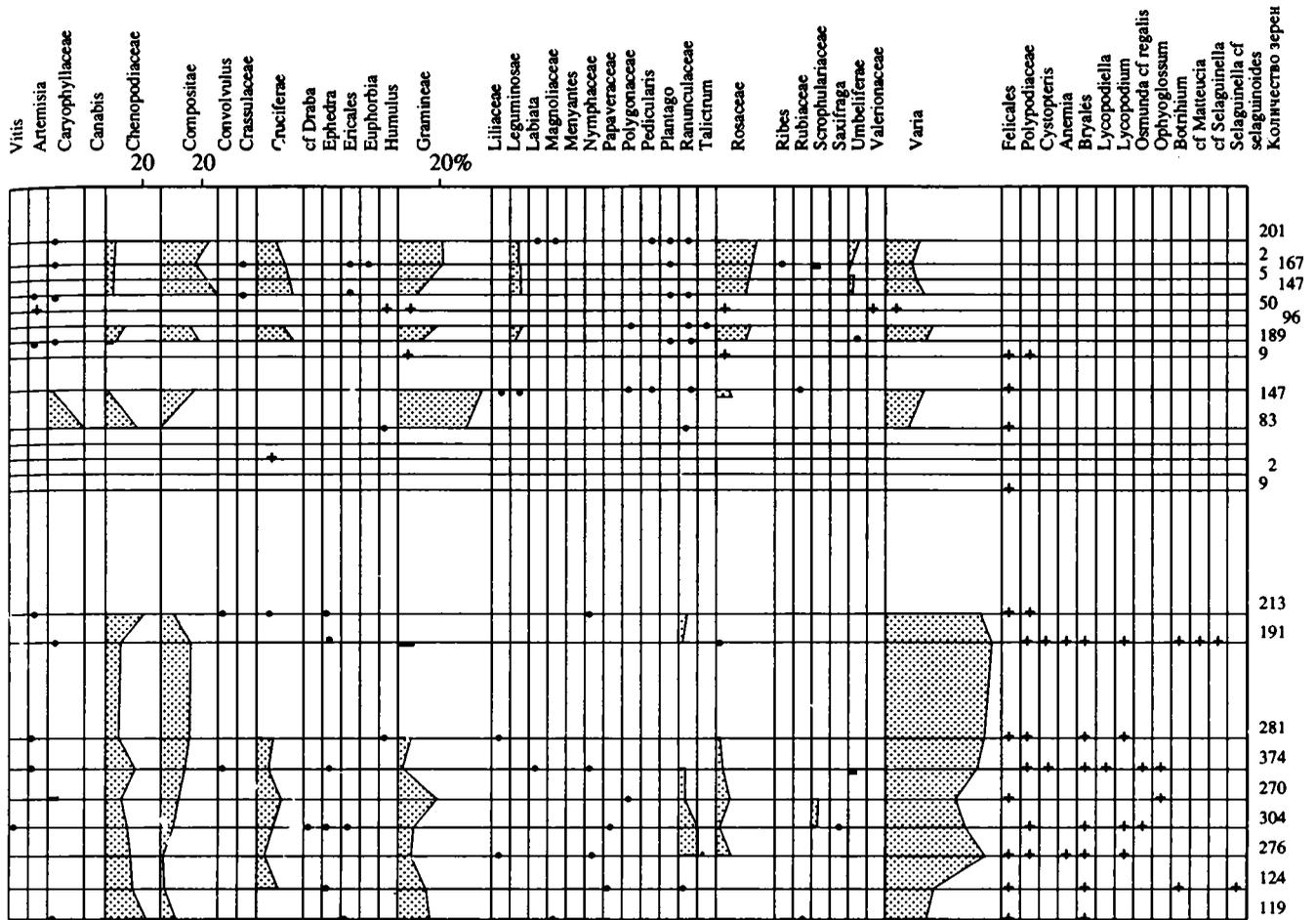


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Джиндирия.

1 – количество пыльцы древесно-кустарниковой группы (%); 2 – количество пыльцы трав и кустарничков (%); 3 – количество спор; 4 – единично встреченное зерно; 5 – наличие пыльцы и спор в малочисленной группе без подсчета процентов.

нако состав их разнообразен: *Anemia*, *Ophioglossum*, *Lycopodium*, *Polypodiaceae*, *Pteris*, *Fossombronia*.

Вероятно, в горах были распространены хвойные леса с участием широколиственных пород, в низкогорьях и по долинам рек – маквисы, равнинные территории были заняты степной и полупустынной растительностью. Климат эоплейстоцена становится более аридным по сравнению с климатом плиоцена. О заметной аридизации свидетельствует исчезновение пыльцы *Picea* sect. *Omogona* и *Picea* sect. *Eurpiceae*, сокращение пыльцы *Pinus* и резкое увеличение пыльцы сухолюбивой растительности *Quercus*, *Ulmus*, *Oleaceae*. Среди трав также преобладают ксерофиты.

Спорово-пыльцевые спектры верхней части разреза Джиндирия относятся к нижнему - среднему плейстоцену, о чем свидетельствуют результаты палеомагнитного анализа (эпоха Брюнес). В этих отложениях была найдена нижняя челюсть носорога, определенного В.Ю. Решетовым как *Dicerorhinus hemitoechus* – вид, характерный для нижнего и среднего плейстоцена.

Нижне-среднеплейстоценовые спорово-пыльцевые спектры резко отличаются от плиоце-

новых и эоплейстоценовых спектров ярко выраженной цикличностью в изменении соотношения пыльцы деревьев и трав, что является отражением хорошо выраженных периодических колебаний климата (сухо-влажно). Отмечается дальнейшее сокращение пыльцы деревьев до 35% в аридные периоды. В плейстоценовые периоды количество пыльцы деревьев возрастало до 70%. В древесно-кустарниковой группе преобладает пыльца *Pinus* (до 56%), *Oleaceae* (до 40%). Среди пыльцы широколиственных пород – пыльца *Quercus* достигает 16%, *Fraxinus* 6%, *Carpinus* 8%. Единично присутствует пыльца *Corylus*, *Tilia*, *Buxus*, *Fagus*. Травы представлены в основном пыльцой *Caryophyllaceae*, *Compositae*, *Gramineae*, *Rosaceae*, *Leguminosae*. Споры фактически отсутствуют.

В нижне-среднеплейстоценовых спектрах по сравнению с более древними резко возрастает количество пыльцы *Oleaceae*, *Ostrya*, *Carpinus*. Появляется пыльца *Rhus*, *Myrtaceae*, *Celtis*, *Cistaceae* – типичных представителей маквисовых растительных группировок. Сокращается количество пыльцы разнотравья. Увеличивается количество пыльцы *Umbelliferae*, *Leguminosae* – спутников

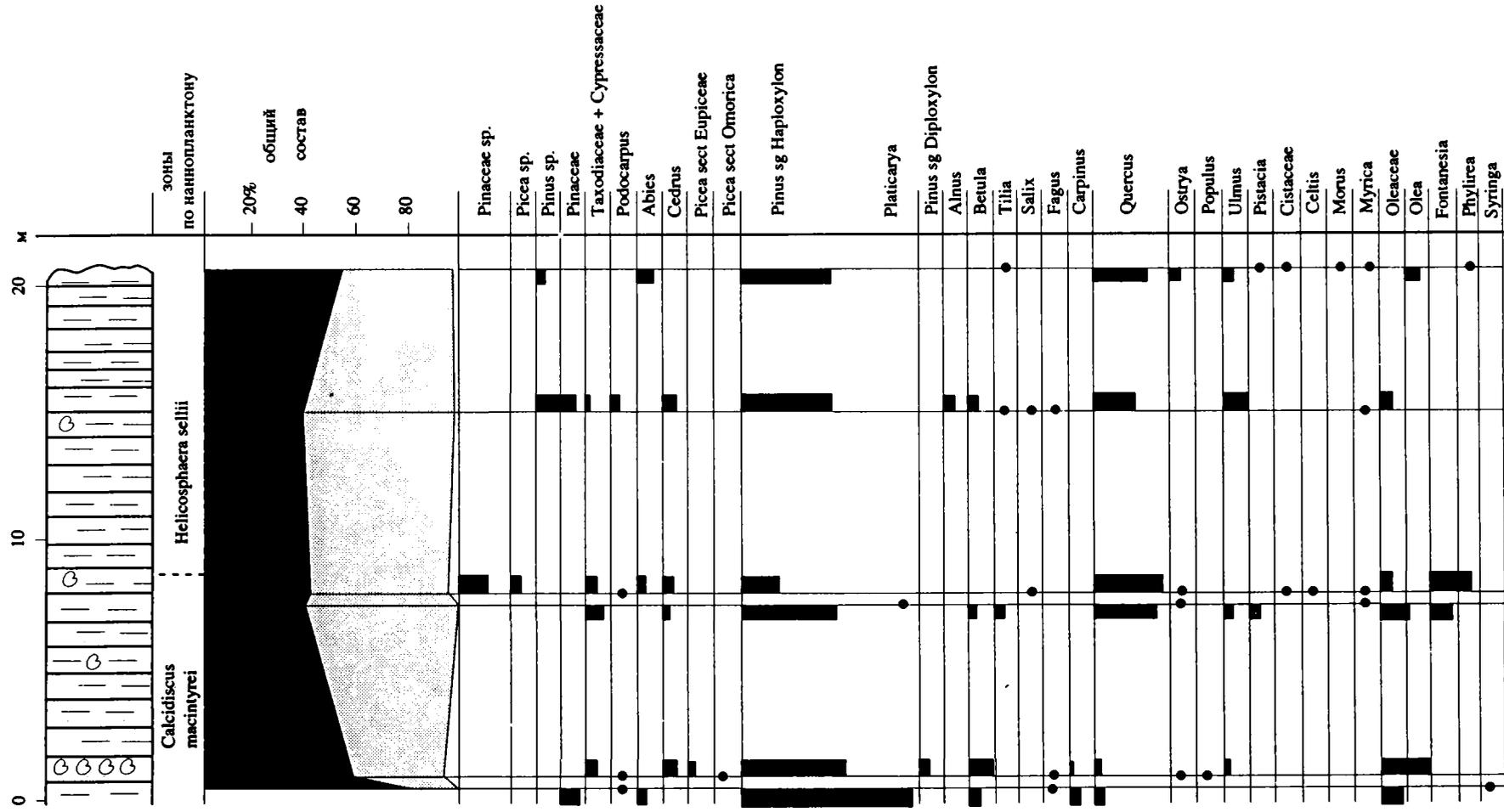


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма эолейстоценовых отложений разреза Аль-Катрия. Условные обозначения см. рис. 1.

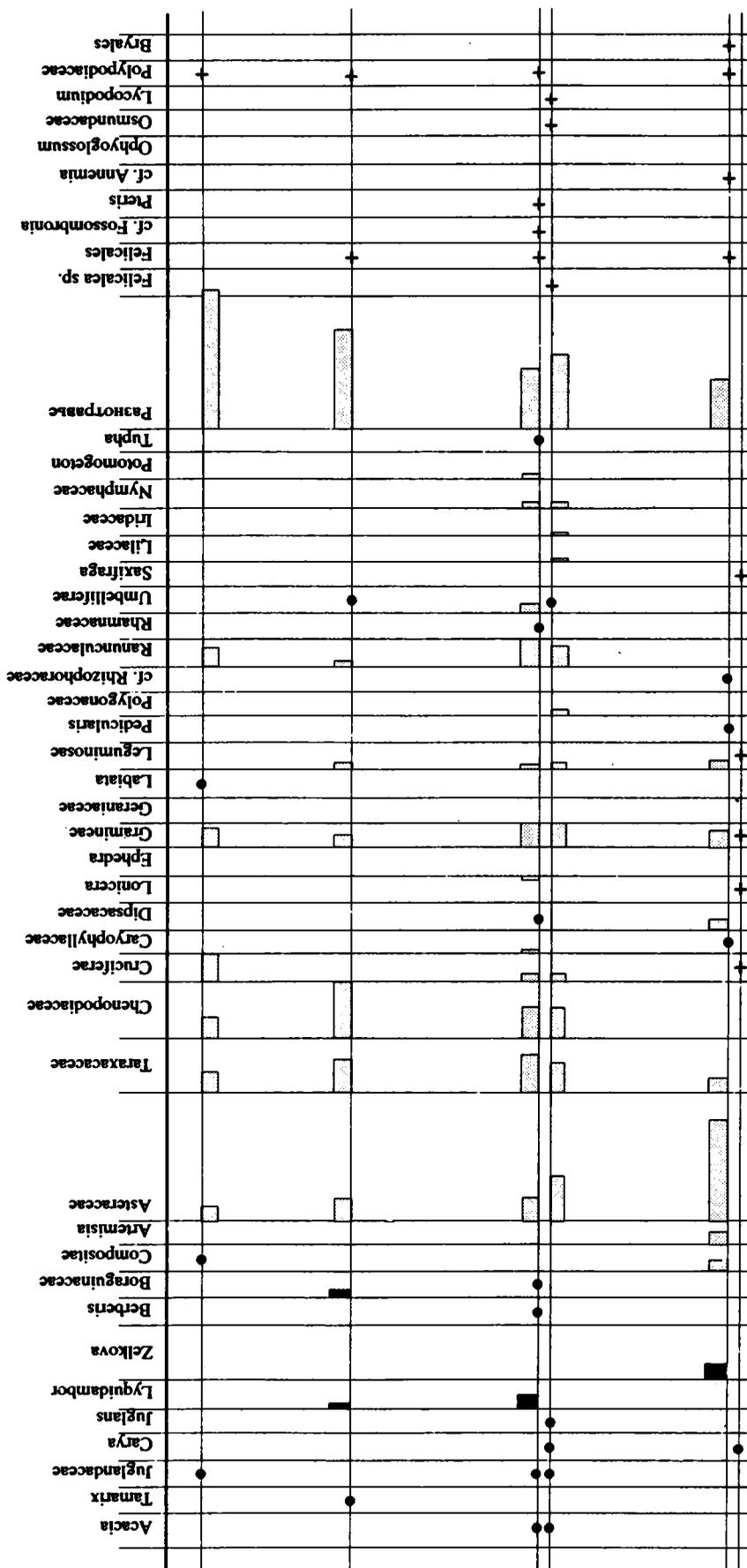


Рис. 2. Продолжение.

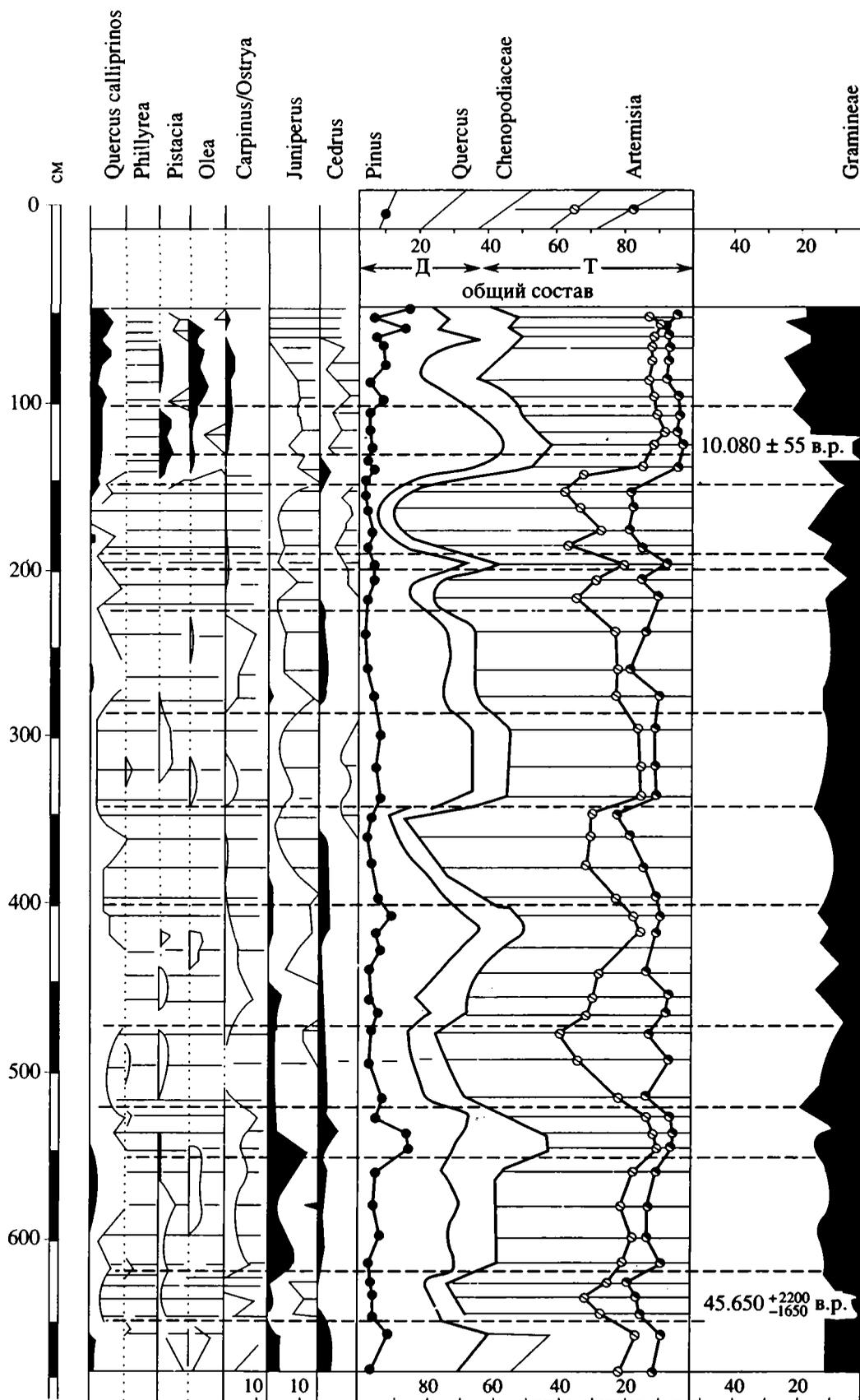


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма позднеплейстоценовых отложений впадины Эль-Габ (по Niklewski, Van-Zeist, 1970).

степной и полупустынной растительности для данной территории, практически исчезают из состава спектров споры.

Такие спорово-пыльцевые спектры отражают распространение в горах сосново-широколиственных лесов, на нижних ярусах гор и по долинам рек маквисов. Предгорные и равнинные территории были заняты степной и периодически полупустынной растительностью.

Для выяснения общего тренда изменения состава спорово-пыльцевого спектра в плиоцен-четвертичное время были использованы данные, полученные для позднеплейстоценовых отложений из скважины в районе впадины Эль Габ, которые имеют радиоуглеродные датировки в интервале 10.080 - 45.650 тыс. лет (Niklewski, Van-Zeist, 1970).

Для позднеплейстоценовых спектров, полученных Ван-Цейстом и Дж. Никлевским (Van-Zeist, Niklewski, 1970) характерно четкое циклическое изменение соотношения пыльцы древесной растительности и трав (рис. 3). В пльвиальные периоды пыльца деревьев достигает в среднем 60%, а в аридные – сокращается до 10%. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются еще большим сокращением пыльцы хвойных, в частности сосны до 10 - 15%, и увеличением пыльцы широколиственных засухоустойчивых пород *Quercus*, *Olea*, *Fraxinus*, *Carpinus*, *Platanus*. Среди пыльцы трав господствует пыльца *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Gramineae*. По полученным спектрам авторы восстанавливают в позднем плейстоцене многоциклическую смену лесостепных и степных растительных ассоциаций при почти постоянной залесенности горных областей хвойно-широколиственными или дубово-фисташковыми лесами.

Полученные палинологические материалы, охватывающие большой интервал стратиграфического разреза позднего кайнозоя (верхний плиоцен - плейстоцен) Сирии, позволяют сделать следующие выводы:

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из разновозрастных отложений, отражают крупные этапы развития ландшафтных экосистем – плиоцен, эоплейстоцен, ранний - средний и поздний плейстоцен; эти этапы достаточно четко отличаются друг от друга, что позволяет идентифицировать их по составу палиноспектров; для территории Сирии эти разновозрастные спорово-пыльцевые спектры различаются не столько по степени выпадения таксонов, сколько за счет вертикальной и широтной миграции флоры в связи с изменением общих климатических условий.

Намечаются определенные рубежи экосистемной перестройки растительных ландшафтов, определенные общими климатическими изменениями. Так, заметная аридизация климата начинается на рубеже плиоцена и эоплейстоцена. Периодические колебания климата существовали и в плиоцене, однако наиболее ярко выраженными они становятся только в раннем плейстоцене.

Выявляется многоциклическая климатическая изменчивость (тренд сухо-влажно) особенно в

плейстоцене, что подтверждает общую закономерность, характерную для аридной зоны Азии.

В целом, плиоцен-четвертичная палеоклиматическая история Сирии характеризуется направленной аридизацией климата, на фоне которой проявляются аридные и пльвиальные периоды. Это выражается в том, что, чем ближе к современности, тем резче и сильнее выражены пики аридизации. Пльвиальные периоды не столь резко отличаются друг от друга, хотя тенденция уменьшения влажности в каждом последующем пльвиальном периоде четко выражена. Различаются они не столько по составу флоры, сколько по количественному участию различных элементов растительности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Исаченко А.Г., Шляпников А.А. Ландшафты. М.: Мысль, 1989. 504 с.
- Солецкий П.С., Леруа-Гуран А. Палеоклиматология и археология Ближнего Востока // Солнечная активность и изменения климата. Л.: Гидрометеоздат, 1966. С. 354 - 368.
- Хуссейн К.М. Растительность позднего миоцена и раннего плиоцена северо-запада Сирии по данным палинологии // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972. Т. VII, вып. 5. С. 174 - 175.
- Хуссейн К.М. Неогеновые и четвертичные спорово-пыльцевые комплексы Сирии. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук, М.: МГУ, 1973. 16 с.
- Хуссейн К.М., Рыбакова Н.О. Результаты микропалеоботанического изучения неогеновых отложений в бассейне р. Эль-Кабир (Сирия) // Вестн. МГУ, сер. геол., 1973. № 3. С. 108 - 112.
- Benda L. Principles of the palynologic subdivision of the Turkish Neogene // Newsl. stratigr., 1971, Leiden. N. 1 - 3. P. 23 - 26.
- Horowitz A. The Quaternary of Israel. Academic. press. 1979. 394 p.
- Horowitz A. Palynological evidence for the age and rate of sedimentation along the Dead Sea Rift, and structural implications // Tectonophysics, 1987. V. 141. N. 1 - 3. P. 107 - 115.
- Kaiser K., Kampf E.K., Leroi-Gourhan A., Schütt H. Quartärstratigraphische Untersuchungen aus dem Damaskus-Becken und seiner Umgebung // Geomorphologie N.F., 1973, B. 17, Heft. P. 271 - 303.
- Leroi-Gourhan A. Pollen du quaternaire superieur du Moyenorient // Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973. С. 130 - 133.
- Leroi-Gourhan A. Etudes palinologiques des derniers 11000 ans en Serie semidomestique // Paleorien, 1974. N. 3. P. 443 - 451.
- Leroi-Gourhan A., Parmon F. Analyses palynologiques de sites archeologiques du pleistocene final dans la valle du Iordain // Isr. J. Earth Sci., 1987. Vol. 36. P. 65 - 72.
- Nanal J. Soles et vegetation dans les montagnes cötiere de Serie // Science du sol. Paris, 1969. N. 1. P. 77 - 85.
- Niklewski J., Van-Zeist W. A Late Quaternary pollen diagram from Northwestern Syria // Acta Botanica Neerlandica. 1970. N. 19. P. 7 - 37.
- Van-Zeist W., Bottema S. Late Quaternary vegetational and climatic history of Southwest Asia // Paleoclimatic and paleoenvironmental changes in Asia. New Delhi, 1988. P. 129 - 148.
- Van-Zeist W., Bottema S. Reflections on a Holocene subdivision of the Near East / Strial. 1982. V. 16. P. 36 - 39.



Эволюция биосферы

КРАТКИЕ
СООБЩЕНИЯ

УДК 563.12:551.735(470)

ИЗМЕНЕНИЕ ТАКСОНОМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ КОМПЛЕКСОВ КОНОДОНТОВ И ФОРАМИНИФЕР В КАСИМОВСКОМ ЯРУСЕ ПОДМОСКОВЬЯ В СВЯЗИ С ЦИКЛИЧНОСТЬЮ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

© 1993 г. Н. В. Горева, Т. Н. Исакова

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

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Задача обоснования касимовского яруса верхнего карбона, как стандартного подразделения международной шкалы, потребовала детального изучения и переизучения различных групп органических остатков в стратотипической местности, а также установления их взаимоотношения с фациями.

На южном крыле Московской синеклизы, являющейся стратотипической местностью касимовского яруса, последний представлен мелководными карбонатными и глинистыми отложениями регрессирующего моря мощностью 50 - 70 м. Эти отложения имеют отчетливо полициклическое строение с закономерным чередованием: а) нормально-морских известняков или пачек переслаивания пестрых мергелей, глин и известняков с обильными и разнообразными остатками организмов; б) фациально изменчивых лагуновых пестроцветных доломитовых мергелей, микрозернистых доломитов и известняков без остатков организмов, реже с угнетенными или эврибионтными формами. Такое строение карбонатных толщ отражает пульсационное развитие крупных и мелких трансгрессий, вызванных периодически эвстатическими колебаниями уровня мирового океана (Тихомиров, 1968).

Периодический характер изменения состава пород и заключенной в них микрофауны наиболее отчетливо фиксируется в окраинных частях моря, где резко проявляются литологические границы, а также наиболее часта смена комплексов органических остатков. В связи с этим для комплексного анализа закономерностей циклического осадконакопления и периодического характера развития биоты, а также изменения ее таксономического разнообразия, отложения касимовского яруса Подмосковного бассейна представляют значительный интерес.

Касимовский ярус Подмосковья подразделяется (Решение ..., 1990) на кревкинский, хамовнический и дорогомилловский горизонты, соответствующие трем зонам фузулинидовой шкалы. Первый – зоне *Protriticites pseudomontiparus* – *Obsoletes obsoletus*, второй – *Montiparus montiparus*, последний – зоне *Triticites quasiarcticus* – *T. acutus*. В последовательности конодонтовых зон верхнего карбона, установленной по типовым разрезам Московской синеклизы и Южного Урала (Барсков и др., 1980; 1984), касимовский ярус соответствует одной зоне – *Streptognathodus oppletus* – *St. excelsus*, подразделяющейся на четыре местные подзоны: *Idiognathodus arendti*, *Idiognathodus saggitalis*, *Idiognathodus toretzianus* и *Idiognathodus lobulatus*.

Согласно представлениям М.Х. Махлиной (Махлина и др., 1979; Махлина, Шик, 1983), проводившей циклический анализ отложений каменноугольной системы Подмосковья, все горизонты касимовского яруса имеют однотипное строение и сложены каждый в нижней части фациально выдержанными карбонатными толщами трансгрессивной, а в верхней части – фациально изменчивыми толщами регрессивной серии. Соотношение трансгрессивных и регрессивных серий различно для каждого горизонта. Рассмотрим зависимость изменения таксономического разнообразия микрофауны (фораминиферы, конодонты) в связи с трансгрессивно-регрессивной изменчивостью, содержащих эту микрофауну отложений, на примере хамовнического горизонта.

Хамовнический горизонт, имеющий мощность от 8 - 12 до 21 м, характеризуется наиболее выдержанным распределением органических остатков. Типичный разрез горизонта вскрыла скважина 6^х, расположенная к северу от ст. Гжель, пробуренная при подготовке проводившегося в 1975 г. (Москва) VIII Международного карбонового конгресса. Разрез этой скважины предлагал-

ся (Григорьева и др., 1982) в качестве парастрато-типа касимовского яруса, его отложения хорошо изучены литологически и содержат разнообразную и обильную фауну, что позволяет проанализировать изменения таксономической структуры комплексов конодонтов и фораминифер. Под таксономической структурой комплекса понимается соотношение различных таксономических групп – родов или видов и установление их роли в комплексах с выделением доминирующих и второстепенных элементов.

В качестве дополнительного материала были привлечены данные по распространению фораминифер и конодонтов в разрезах скважин, расположенных к северу и востоку от стратотипического региона.

Детальное изучение отложений хамовнического горизонта в пределах Московской синеклизы позволило проследить распространение типов комплексов с различной таксономической структурой в разных биомических областях моря, от прибрежных – к открытым морским областям бассейна, и проследить их изменение во времени.

В рассматриваемом интервале разреза выделены четыре основные типизированные разновидности циклов, свойственные прибрежной, периферической и мелководной зонам моря (рис. 1). В двух нижних циклах хамовнического горизонта, соответствующих по объему ратмировской толще, преобладают в основании детритовые известняки с разнообразными остатками организмов (брахиоподы, гастроподы, фораминиферы, конодонты), характерные для внутренней периферической зоны моря и примыкающих к ней участков мелководной зоны открытого моря. Конодонты довольно обильны и разнообразны. Кроме многочисленных стрептогнатодид, представленных четырьмя видами (наиболее многочисленны *Streptognathodus oppletus* Ellison, *S. excelsus* Stauffer et Plummer, *S. cancellosus* Gunnell), встречены *Idiognathodus sagittalis* Kozitskaya (вид-индекс подзоны), *Anchignathodus minutus* (Ellison), *Idiognathodus delicatus* Gunnell. Адетогнатусы встречаются очень редко, обычно не более 1 - 2 экземпляров в образцах. Таксономическое разнообразие фораминифер менее значительно. В нижних двух циклах встречены семь родов, среди которых только один – *Ozawainella* относится к фузулинидам. Присутствуют в комплексе прикрепленные формы – *Glomospira*, *Tolyrammina*, а также представители эврибионтных форм – *Globivalvulina*, *Tuberitina*.

Верхняя часть циклов представлена белыми микрозернистыми известняками, отлагавшимися во внутренней периферической зоне моря, в обстановке крайнего мелководья. Комплекс бентосной фауны в целом сохраняет свой облик, но резко обеднен количественно. Среди конодонтов наблюдается изменение процентного соотношения между адетогнатусами и идиоигнатодустрептогнатодусовой ассоциацией в сторону резкого преобладания первых (до 90%). К концу

формирования двух нижних циклов (ратмировское время) уровень моря понизился и в обстановке сильного мелководья отлагались шламовые и хемогенные илы с гастроподами и редкими представителями *Adetognathus* среди конодонтов. Обмеление на консидементационных поднятиях было еще более значительным.

Во второй половине хамовнического времени (неверовское время) возобновился снос песчано-глинистого материала, поступающего в основном с северо-запада и резко повлиявшего на состав осадков западных и северо-западных районов моря. Здесь шло образование мергелисто-органогенных осадков, иногда чередовавшихся с песчаными. Верхние циклы, соответствующие неверовской толще, начинаются пачкой переслаивания органогенных известняков, мергелей и глин. В средних частях циклов преобладают пестрые глины, в которых биоморфно-детритовые известняки образуют частые маломощные прослои (1 - 5 см). Наиболее обильная и разнообразная фауна приурочена к трансгрессивной части циклов и резко обеднена в регрессивной. Этот периодический характер распределения палеоэкологических комплексов является неизменной особенностью всех разновозрастных разновидностей циклов. В нижней части циклов определены частые *S. excelsus* Stauffer et Plummer, *S. oppletus* Ellison, *S. cancellosus* Gunnell, *Idiognathodus delicatus* Gunnell и многочисленные рамиформные элементы. Фауна фораминифер также обильна и разнообразна. Отмечено присутствие 13 родов, из которых шесть составляют фузулиниды. Доминирующее значение имеют представители родов *Protriticites*, *Fusulina*, *Quasifusulina*, *Fusiella*. Отмечено первое появление *Montiparus*. Комплекс мелких фораминифер аналогичен таковому двух нижних циклов горизонта, но дополнен представителями родов *Bradyina* и *Glomospiroides*.

Гидрохимический режим, относительно благоприятный для обитания фауны, в верхней половине неверовского времени многократно сменялся лагунным, что ухудшало условия для жизнедеятельности организмов ("немые" глины и глинистые доломиты в конце циклов неверовского времени). Отложения этого интервала отражают неустойчивый морской режим, характеризовавшийся многократной сменой палеогеографических условий: обстановки течений, отмелей периферической зоны моря с нормальной соленостью и опресненных лагун. Фауна этой части разреза обеднена, таксономически однообразна, представлена мелкими угнетенными и малочисленными формами, а в верхней части разреза и вовсе отсутствует. Среди фораминифер доминирующее значение имеют монтипарусы (*Montiparus montiparus* (Moell.)), часты также эврибионтные глобивальвулины и туберитины. В целом верхняя часть горизонта характеризуется таксономически обедненным сообществом фораминифер, включающим четыре рода: *Ozawainella*, *Montiparus*, *Globivalvulina*, *Tuberitina*. Среди коно-

донтов в регрессивных частях циклов неверовской толщи встречены обильные *Gondolella bella* Stauffer et Plummer, *Streptognathodus excelsus* Gunnell, *Idiognathodus sagittalis* Kozitskaya. Обновле-

ние структуры комплекса связано с нахождением в верхах хамовнического горизонта (регрессивная часть отложений) представителей рода *Gondolella*, чье распространение традиционно связы-



Рис. 1. Кривая периодичности осадконакопления и распределение фауны конодонтов и фораминифер в разрезе хамовнического горизонта (по скв. 6*).

1 – известняк; 2 – глина алевролитстая; 3 – доломит; 4 – известняк детритовый; 5 – глина; 6 – биофация *Adetognathus*; 7 – биофация *Idiognathodus* – *Streptognathodus*; 8 – биофация *Gondolella*; C₃rt – ратмировская толща, C₃nv – неверовская толща.

валось с глубоководными, удаленными от берега фашиями открытого моря. Род *Gondolella* представлен всеми элементами аппарата и имеет хорошую сохранность, что исключает вариант транспортирования и переотложения.

Таксономические перестройки в комплексах конодонтов в пределах одного цикла являются, вероятно, результатом изменения химизма воды и связаны прежде всего с различиями в палеосолености. Эти отличия в солености влияют на распределение представителей родов среди конодонтов. Элементы рода *Adetognathus* широко распространены в породах, которые отлагались в гипо- или гиперсоленых условиях и, по данным Меррилла (Merrill, 1975), характерны для крайне мелководных, прибрежных отложений, формировавшихся в условиях нарушенного солевого режима и высокой подвижности воды. Таким образом, *Adetognathus*, не имея особого стратиграфического значения, является хорошим индикатором условий осадконакопления. Представители биофашии *Idiognathodus* – *Streptognathodus* более нетерпимы к изменению солености и, как правило, характерны для мелководных отложений открытого моря. Такие изменения в комплексе конодонтов по разрезу одной биостратиграфической зоны позволяют устанавливать очень кратковременные изменения обстановок и устанавливать весьма дробные регрессивные и трансгрессивные циклы.

Нахождение гондолел в крайне мелководных отложениях верхней части регрессивного цикла, как уже говорилось, противоречит общепринятой модели распространения этого рода. Биофашия *Gondolella* считается индикатором глубоководных условий. Предполагается, что ее представители обитали далеко от берега. Такое предположение возникло в связи с широким распространением гондолел в пенсильванских черных сланцах, имеющих глубоководное происхождение (Heckel, 1986), тем не менее нередки случаи нахождения гондолел в мелководных фашиях, содержащих раковинную фауну бентоса. Они отмечены в криноидных биомикритах Иллинойского бассейна (Merrill, 1980), Техаса (Grayson *et al.*, 1987) и других мелководных разрезах. Можно предположить, что основными факторами, влияющими на распространение гонделид, являются давление и температура, а не глубина. По-видимому, *Gondolella* жили в ограниченных условиях, с низким рН, в экстремально мелководных, болотистых условиях, в зоне затишья, предохраненной от действия волн, течений и изменения солености.

Таким образом, для хамовнического времени можно выделить три типа комплексов конодонтов и фораминифер, имеющих различную таксономическую структуру. Среди конодонтов первый тип – адетогнатусовый (*Adetognathus* – 80 - 90%) – широко распространен в прибрежных, мелководных фашиях с нарушенной соленостью и низким рН среды (биофашия *Adetognathus*). Среди фораминифер – мелкофораминиферовый тип сообщества с преобладанием эврибионтных форм. Вто-

рой тип – идиогнатодусово-стрептогнатодусовый для конодонтов (*Streptognathodus* 60%, *Idiognathodus* 15 - 25%), имеющий распространение в мелководных частях открытого моря при достаточном удалении от берега (биофашия *Idiognathodus* – *Streptognathodus*). Среди фораминифер это фузулиново-мелкофораминиферовый тип, при преобладании фузулиновой составляющей сообщества. Третий тип – стрептогнатодусово-гондоллоидный (*Streptognathodus* – 30 - 40%, *Gondolella* – 40 - 50%) для конодонтов и обедненно фузулиново-мелкофораминиферовый для фораминифер, вероятно, ограничен условиями крайнего мелководья (зона затишья).

Установленные изменения таксономической структуры комплексов в пространстве и во времени позволили предварительно выделить для рассматриваемого отрезка времени разные типы комплексов, отражающие различные биоценозы, что имеет важнейшее значение для детальной корреляции верхнекаменноугольных отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсков И.С., Алексеев А.С., Горева Н.В. Конодонты и стратиграфическая шкала карбона // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980. № 3. С. 43 - 45.
- Барсков И.С., Алексеев А.С., Горева Н.В., Кононова Л.И., Мигдисова А.В. Зональная шкала карбона Восточно-Европейской платформы по конодонтам // Палеонтологическая характеристика стратотипических и опорных разрезов карбона Московской синеклизы. М.: МГУ, 1984. С. 143 - 150.
- Григорьева А.Д., Щеголев А.К., Алексеева И.А. и др. Некоторые проблемы стратиграфии верхнего карбона // Шкала каменноугольной системы в свете современных данных. М.: Наука, 1982. С. 121 - 147.
- Махлина М.Х. Сравнительная характеристика строения московского, касимовского, гжельского и асельского ярусов верхнего палеозоя Подмосковья // Изв. Вышш. учебн. завед., геол. и разв., 1979. № 6. С. 3 - 10.
- Махлина М.Х., Куликова А.М., Никитина Т.А. Строеие, биостратиграфия и палеогеография верхнего карбона Московской синеклизы // Стратиграфия, палеонтология и палеогеография карбона Московской синеклизы. М.: Геологический фонд РСФСР, 1979. С. 25 - 69.
- Махлина М.Х., Шук Е.М. Циклостратиграфический метод при детальном расчленении верхне- и среднекаменноугольных отложений Подмосковья // Изв. Вышш. учебн. завед., геол. и разв., 1983. № 2. С. 3 - 14.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Каменноугольная система. Ленинград: МСК, 1990. С. 1 - 51.
- Тихомиров С.В. О главных вопросах стратиграфии // Изв. Вышш. учебн. завед., геол. и разв., 1968. № 5. С. 3 - 21.
- Grayson R.C., Merrill G.K. and Miller J.F. Early and late Paleozoic conodont faunas of the Upland region, central Texas // Geol. Soc. of America. Guidebook, 1987. P. 153.
- Heckel P.H. Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along mid-continent outcrop belt, North America // Geology, 1986. V. 14. P. 330 - 334.
- Merrill G.K. Pennsylvanian conodont biostratigraphy and paleoecology of northwestern Illinois // Geol. Soc. of America. Microform Publication. 3, 1975. 130 p.



Эволюция биосферы

УДК 551.79:561.26(47)

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ РУССКОЙ РАВНИНЫ – ПОКАЗАТЕЛЬ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

© 1993 г. С. С. Габлина

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

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Диатомовые водоросли являются чувствительными индикаторами изменения экологических условий в водоемах, и даже эволюция таких небольших экосистем, как пресноводные бассейны, может отражать и быть теснейшим образом связана с общеклиматическими изменениями плейстоцена. Особенно четко реакция диатомовой флоры проявляется во время таких глобальных перестроек, как смена ледниковых и межледниковых эпох, что позволяет наметить специфические черты диатомовой флоры разного возраста. Для Европейской части стратиграфические материалы по диатомеям широко используются в Белоруссии (Хурсевич, 1979; Хурсевич, Логинова, 1980). Нами получены данные по трем стратиграфическим уровням верхнего квартера – микулинскому, валдайскому и голоцену.

Диатомеи микулинского возраста были обнаружены в окрестностях городов Дмитрова и Пушкино. Дмитровские разрезы вскрывают озерно-болотную толщу (100 тыс. \pm 15% – ФЛ 805), залегающую на флювиогляциальных отложениях московского оледенения (160 тыс. \pm 15% – ФЛ 809) и перекрытую маломощной калининской мореной (65 тыс. \pm 15% – ФЛ 814).

Линза межледниковых отложений находится в раздробленном и растащенном состоянии. Прослежены экологические особенности диатомовых водорослей, встреченных в двух отторженцах, надстраивающих один другого, на основании чего выделяются несколько этапов развития древнего водоема. Первоначально существовало довольно обширное, хотя и неглубокое озеро. Об этом говорит значительное количество реофильных видов – *Meridion circulare*, *Diatoma elongatum* v. *tenue*, *D. vulgare*, *Navicula cypripes*, *N. exigua*, *N. gracilis* и др., а также малое количество планктона и значительное – бентоса.

Постепенно происходит эвтрофирование бассейна, связанное с изменением климата и ландшафта. Благоприятные внешние условия способствуют более интенсивному росту и развитию

высшей водной растительности, о чем свидетельствует большое разнообразие диатомей-обрастателей. Среди них многочисленны виды родов *Gomphonema*, *Fragilaria*, *Achnanthes* и др. Постепенно тенденция к зарастанию увеличивается, водоем превращается в торфяное болото. Диатомовая флора на этом этапе имеет угнетенный характер. Присутствие такого почвенного вида, как *Hantzschia amphioxys* указывает на некоторое осушение.

Выше по разрезу происходит изменение комплекса диатомовых водорослей: появляются разнообразные эпифиты и озерно-болотные виды, реофильные элементы практически отсутствуют. Все это свидетельствует о существовании в это время небольшого эвтрофного озера.

Микулинский возраст диатомовой флоры подтверждается стратиграфическим положением вмещающих отложений и отсутствием вымерших видов. В целом микулинский водоем характеризуется бореальной диатомовой флорой, а колебание количества холодолюбивых видов хорошо коррелируется с данными палинологического анализа (Гитерман и др., 1978; Еловичева и др., 1981), что говорит о сложном палеоклиматическом тренде этого межледниковья.

Микулинские отложения вскрываются в среднем течении р. Оки, в цоколе ее первой надпойменной террасы у д. Тульчино (вблизи г. Пушкино). Они представляют собой линзовидные тела, сложенные серыми глинами, и залегающие у самого уреза воды (70 тыс. \pm 15% – ФЛ 811). Выделенный в них комплекс диатомей существенно отличается от комплекса, встреченного в вышележащих отложениях валдайского времени.

Прежде всего, он выделяется своим богатым видовым разнообразием. Причем, большую часть комплекса составляют виды-обрастатели (эпифиты). В основном это – виды родов *Fragilaria*, *Cocconeis*, *Achnanthes*, *Symbella*. Планктонные формы встречены единично. Среди видов – индикаторов различных типов водоемов преобладают озерно-болотные и болотные формы. Они пред-

ставлены *Melosira arenaria*, *Fragilaria construens*, *F. pinnata*, *Epithemia turgida*, *Rhopalodia gibba*. Речных элементов очень мало. Все эти признаки говорят о старичном генезисе отложений и об эвтрофном характере древнего водоема.

Таким образом, хотя типы палеобассейнов, существовавших на севере и юге Московского региона и различаются, несомненно прослеживаются сближающие их черты, которые представляются следующими: довольно обильная диатомовая флора, включающая различные экологические группировки видов и незначительное количество холододобивых видов.

Отложения валдайского горизонта и содержащиеся в них диатомеи встречены в четырех разрезах – в Брянской области (долина р. Сев), в Московской области (первая терраса и пойма р. Оки и вторая надпойменная терраса р. Москвы).

На юго-востоке Брянской области в окрестностях г. Севска в разрезе останца обтекания, сложенном горизонтально-слоистыми песчано-суглинистыми отложениями, были выделены пресноводные диатомовые водоросли. Специфический состав комплекса – малое количество планктона, обилие донных видов, особенно обрастателей, присутствие реофильных и почвенных элементов – показал, что осадконакопление происходило в пойменных условиях. Довольно большое количество болотных форм, а также типичных для застойных водоемов видов – *Caloneis silicula* v. *truncatula*, *Symbella leptoceras*, *Gomphonema acuminatum*, свидетельствует о некотором заболачивании поймы. После перерыва в осадконакоплении выше по разрезу в углублениях рельефа отлагались осадки, содержащие многочисленные кости *Mammuthus primigenius* (Мащенко, 1991). Здесь установлен комплекс диатомей, отражающих условия заболоченного, мелководного водоема дистрофного типа без планктонных элементов, что присуще болотам.

В целом флора имеет бореальный облик, однако относительно высокое содержание североальпийских элементов (около 20%) свидетельствует о более холодном, чем современный, климате, существовавшем в перигляциальной зоне последнего оледенения. Из костных остатков мамонтов получены радиоуглеродные датировки – 13950 ± 70 лет (ГИН № 5778) и 13680 ± 60 лет (ГИН № 5778).

В долине р. Оки отложения валдайского горизонта слагают первую надпойменную террасу у д. Тульчино и цоколь поймы у д. Малюшина Дача (65 тыс. \pm 15% – ФЛ 806). Комплекс диатомей в последнем разрезе очень обеднен и представлен донно-литеральными и озерно-болотными видами пойменной фации. Однако можно заметить более холодноводный характер диатомовой флоры этой части разреза по сравнению с вышележащей.

В разрезе первой надпойменной террасы у д. Тульчино по изменению комплекса диатомовых водорослей была установлена последовательная смена условий, отвечающих русловым и пойменным фациям. Для русловых фаций характерно увеличение количества планктонных, реофильных и донных видов и исчезновение обрастателей и болотных элементов. Этим отложениям также присуще увеличение относительного содержания северо-альпийских видов. Кроме того, похолодание климата, связанное с наступанием края валдайского ледника, было отмечено и наземной растительностью, в которой появились элементы тундровой флоры (определения Л.В. Голубевой).

В отложениях второй надпойменной террасы р. Москвы (Филевский парк) на микулинском торфянике с характерным спорово-пыльцевым спектром (определения В.В. Писаревой, Путеводитель экскурсий ..., 1981; 1984) залегают пойменно-старичные отложения валдайского горизонта с ксерофильной растительностью. В диатомовой флоре из этих отложений появляются северо-альпийские виды диатомей, не встреченные в выше- и нижележащих отложениях. Значительную роль также играют виды рода *Pinnularia*, обычные для холодноводных водоемов.

Комплексы диатомей валдайского возраста, таким образом, выделяются увеличением числа северо-альпийских элементов и уменьшением общего разнообразия видов.

Голоценовые отложения, залегающие на микулинских и валдайских и содержащие диатомовые водоросли, встречены во всех изученных разрезах. Они выделяются по изменению состава диатомовой и наземной флоры. В них обычно резко увеличивается количество и разнообразие видов диатомей. Это связано с потеплением климата и усилением трофности палеоводоемов. Такую картину можно наблюдать в комплексе из разреза Тульчино. Здесь большое значение приобретают озерно-болотные виды *Melosira arenaria*, *Fragilaria pinnata*, *Pinnularia viridis*, *Epithemia turgida* и др., а также различные донные и эпифиты.

Аналогичный комплекс видов встречен в отложениях современной поймы р. Оки возле д. Соколова Пустынь. На протяжении всего разреза диатомовый комплекс не претерпевает существенных изменений, на основании чего можно сделать вывод об одном аллювиальном цикле. Характер диатомовой флоры свидетельствует об эвтрофном типе водоема и его старичном генезисе. Масовыми видами здесь являются *Opephora martyi*, *Fragilaria brevistriata*, *F. pinnata*, *Synedra ulna*, *Gyrosigma accuminatum* и др.

Наиболее представительный комплекс диатомей голоценового времени обнаружен в торфянике в разрезе Малюшина Дача на р. Оке. Для него характерно не только большое разнообразие таксонов, но и хорошая насыщенность створок диато-

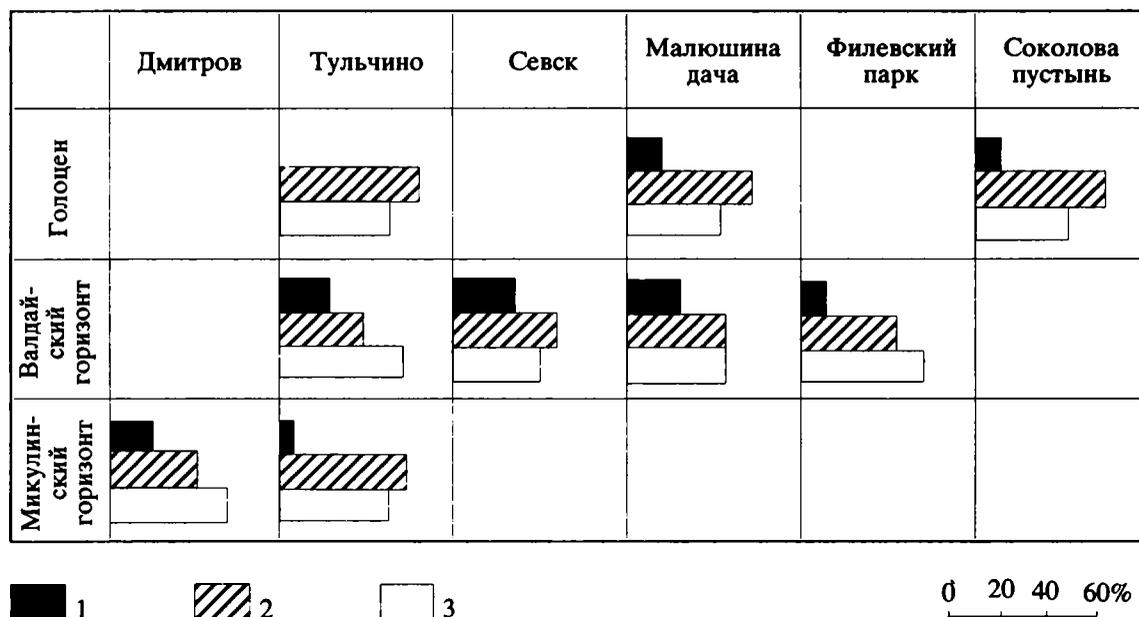


Рис. 1. Процентное соотношение космополитов, бореальных и северных видов в верхнечетвертичных комплексах диатомовых водорослей (Центр Русской равнины).

1 – северные; 2 – бореальные; 3 – космополиты.

мовых водорослей в образцах. Подавляющее большинство – это донные формы, среди которых эпифиты и озерно-болотные играют ведущую роль. Доминирующими являются роды *Fragilaria*, *Eunotia*, *Navicula*, *Pinnularia* и *Gomphonema*. Планктонные элементы хотя и составляют небольшой процент от общего числа видов, но встречаются очень часто.

В целом можно сказать, что на месте изученного торфяника в голоцене (радиоуглеродные даты (определения Х.А. Арсланова) – 2250 ± 60 ; 3900 ± 50 ; 6360 ± 60) существовал небольшой, неглубокий, хорошо прогреваемый водоем, богатый питательными веществами, – так называемое озеро-болото, обильно заросшее высшей водной растительностью. Вероятно, оно образовалось на месте старицы, не утратившей связи с основным руслом.

Таким образом, среди выделенных комплексов верхнечетвертичных диатомовых водорослей наблюдаются особенности, присущие каждому из возрастных интервалов. Для микулинского межледниковья характерна богатая диатомовая флора, обычная в эвтрофных водоемах различного типа. Диатомеи, обнаруженные в отложениях валдайского времени, имеют меньшее видовое разнообразие и содержат довольно большое количество холодолюбивых видов (рис. 1) даже в перигляциальной зоне, что несомненно является отражением валдайского похолодания. Наиболее разнообразная и представительная диатомовая флора обнаружена в осадках голоцена, отражающая новый, современный период потепления климата.

Таким образом, в позднем плейстоцене и голоцене центра Русской равнины намечены три эта-

па на основании изменений диатомовой флоры небольших пресноводных бассейнов. Они отражают определенные экологические перестройки, проявившиеся в этих бассейнах в связи с общим изменением климата – переходом от микулинского межледниковья к валдайскому похолоданию и к потеплению голоценового времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гитерман Р.Е., Голубева Л.В., Коренева Е.В. и др. Верхнеплейстоценовый погребенный торфяник в г. Дмитрове Московской области // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1978. Т. 53. Вып. 5. С. 90 - 94.
- Еловичева Я.К., Величkevич Ф.Ю., Носов А.А. Материалы к геологической истории среднего и верхнего плейстоцена северного Подмосkовья // Геологические исследования кайноzoя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 91 - 108.
- Мащенко Е.Н. Состав и морфологические особенности популяции мамонтов Севского местонахождения (РСФСР, Брянская обл.) // Координационное совещ. по изуч. мамонтов и мамонтовой фауны. Ленинград, 14 - 16 мая, 1991. Тез. докл. Л.: ЗИН АН СССР, 1991. С. 39 - 40.
- Путеводитель экскурсий А-1 и С-1 XI Международного конгресса по изучению четвертичного периода. М.: ВИНТИ, 1981. 45 с.
- Путеводитель экскурсий (21 - 24) 27 Международного конгресса. М.: ВИНТИ, 1984. 50 с.
- Хурсевич Г.К. Эволюция микулинских водоемов Белоруссии по данным диатомового анализа // История озер СССР, ч. 1. Иркутск: СО АН СССР, 1979. С. 81 - 85.
- Хурсевич Г.К., Логинова Л.П. Ископаемая диатомовая флора Белоруссии (систематический обзор) // Минск: Наука и техника, 1980. 122 с.

УДК 566:551.781(575.22)

**ВОЗРАСТ ПОЗВОНОЧНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ АНДАРАК
(ЮЖНАЯ ФЕРГАНА)**

© 1993 г. А. О. Аверьянов, Н. И. Удовиченко

Зоологический институт РАН, 199034 Санкт-Петербург, Университетская наб., 1, Россия

Поступила в редакцию 16.01.92 г.

Глубокий овраг Гор в трех км к северо-востоку от с. Андарак (Кыргызстан, Ошская обл., Ляйлякский р-н) широко известен как одно из крупнейших местонахождений эоценовых позвоночных животных (Решетов и др., 1978). Это местонахождение (Андарак-II) было открыто А.К. Рождественским в 1969 г. (первые сборы утеряны). В 1975 г. экспедицией Палеонтологического института АН СССР здесь были собраны многочисленные остатки хрящевых и костных рыб, пресмыкающихся (Ефимов, 1982; Чхиквадзе, 1984) и млекопитающих (Решетов и др., 1978; Решетов, 1979; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Решетов, Трофимов, 1984). К югу и востоку от с. Андарак в разрезах I и II (Геккер и др., 1962) – местонахождение позвоночных Андарак-I, найдены хрящевые и костные рыбы, пресмыкающиеся (Клебанова, 1966), птица (Гуреев, 1949), но остатки млекопитающих здесь очень редки (Беляева, 1962; 1971).

Кости и зубы позвоночных во всех упомянутых разрезах встречаются совместно с раковинами устриц *Ostrea* (*Turkostrea*) *turkestanensis* Rom., что послужило основанием для отнесения костной толщи к алайскому ярусу Ферганской впадины (Геккер и др., 1962). В связи с этим местонахождению Андарак-II придается большое значение при определении возраста центрально-азиатских териофаун. Остатки млекопитающих в Китае, Монголии и Восточном Казахстане происходят из континентальных отложений, не содержащих руководящих морских форм (Решетов, 1979; Решетов, Трофимов, 1984). Эоценовые комплексы позвоночных приморских районов Пакистана и Индии, захоронявшиеся в отложениях сильно опресненного бассейна, также не сопоставимы с морскими разрезами. Поэтому для корреляции терригенных палеогеновых отложений Азии используются, в основном, остатки млекопитающих, но при этом обычно не учитывается возможная неравномерность и мозаичность эволюционного развития фаун млекопитающих. Некоторые ассоциации видов могли задерживаться в особых областях (рефугиумах) продолжительное даже с геологической точки зрения время. С другой стороны, новые группы млекопитающих, возникнув в одной ограниченной области, могли длительно существовать только в ней, пока не сложились условия для их

более широкого распространения. Для изучения эволюции млекопитающих необходимо датирование териокомплексов методами, независимыми от этой эволюции.

Из всех палеогеновых териокомплексов Азии, кроме Андарака, только Торуайгыр (Северная Киргизия) может быть датирован независимым методом. Для базальтов, подстилающих костеносный слой, по К-Аг данным установлен возраст 56 ± 3 млн. лет (Дмитриева, Несмеянов, 1982 г.). Однако продолжительность перерыва осадконакопления в разрезе Торуайгыра точно определить невозможно.

Фауна беспозвоночных Ферганского бассейна, вследствие высокого эндемизма, лишь условно сопоставляется с морскими фаунами Западной Европы. Более точное сопоставление разреза Андарака со стратотипическими разрезами палеогена может быть основано на изучении широко распространенных и быстро эволюционировавших видов хрящевых рыб. Первые шаги в этом направлении были сделаны Л.С. Гликманом, который по сборам Палеонтологического института АН СССР определил в Андарак следующие рода хрящевых рыб: *Sciliorhinus*, *Physodon*, *Striatolamia*, *Hypotodus*, *Galeocerdo*, *Galeorhinus*, *Ginglimostoma*, *Myliobatis* и *Aetobatis* (Решетов и др., 1978). Он отметил, что эти формы характерны для лютетских отложений Франции и брюссельских Бельгии. Еще раньше им было установлено по сборам Р.Ф. Геккера наличие в Андарак рыбы-пилы *Pristis lathami* Galleoti (Гликман, 1964, табл. 23, фиг. 11; 5, табл. 6, фиг. 4; 6, табл. 8, фиг. 7) и ската *Myliobatis dixon* Ag. (там же, табл. 22, фиг. 17). Из костных рыб Е.К. Сычевской были определены *Siluroidei*, *Percoidei*: *Labridae* или *Phyllodontidae* – ? *Phyllodus* sp.

В данной статье приводятся более точные определения хрящевых (Н.И. Удовиченко) и костистых (А.О. Аверьянов) рыб из дополнительных сборов, предпринятых А.О. Аверьяновым совместно с О.Р. Потаповой и Л.А. Налбандяном в 1988 г. На основании этих определений уточняется возраст вмещающих отложений. Кроме того, проводится сопоставление териокомплекса Андарак-II (по нашим сборам, определения млекопитающих А.О. Аверьянова) с эоценовыми териофаунами Центральной Азии.

Ихтиофауна местонахождения Андарак-II: Elasmobranchii: Orectolobiformes: Ginglimostomatidae: *Nebrius blanckenhorni* (Stromer); Rajiformes: Rhinobatidae: *Rhinobatus vincenti* Jaekel; Rhinobatidae: *Rhinobatus bruxelliensis* (Jaekel), *R. alaicus* sp. nov.; Pristidae: *Pristis lathamii* Galeotti; Myliobatiformes: Dasyatidae *Dasyatis carasuensis* sp. nov., *D. tochtabusiensis* sp. nov., *Glyckmania turkestanensis* gen. et sp. nov., *Coupatezia woutersi* Cappetta, *Hypolophodon* sp.; Gymnuridae: *Gymnura transita* sp. nov.; Myliobatidae: Rhinoptera cf. *R. raeburnei* White, *R. sherborni* White, *Burnhamia daviesi* (Woodward), *Myliobatis dixonii* Ag., *M. striatus* Buckland, *Myliobatis* spp., *Aetobatis irregularis* Ag., *Aetobatis* sp.; Carcharhiniformes: Scyliorhinidae: *Abdounia osipovae* sp. nov., *A. minutissima* (Winkler), *A. aff. beaugei* (Arambourg); Carcharhinidae: *Physodon secundus* (Winkler), *P. tertius* (Winkler), *Scoliodon* cf. *S. longus* sp. nov., *S. eocenus* sp. nov., *Galeorhinus* aff. *G. microdon* sp. nov., *G. tenuis* sp. nov., *Galeorhinus* cf. *G. minor* (Ag.), *G. loangoensis* Darteville et Casier, *Galeocerdo* cf. *G. latidens* Ag.; Lamniformes: Odontaspidae: *Odontaspis acutissima* Ag., *O. vincenti* (Winkler), *Odontaspis* aff. *O. teretidens* White, *Odontaspis* sp., *Striatolamia macrota* (Ag.); Otodontidae: *Carcharocles subseratus* (Ag.). Teleostei: Elopiformes: Albulidae: *Albula* sp., *Pisodus oweni* Owen; Muguliformes: Sphyracidae: *Sphyracna bruxelliensis* Casier, Perciformes: Labridae: cf. *Egertonia* sp., Blochiidae: *Cylindracanthus* sp., Scombridae: *Scomberomorus* (=Cybium) sp., Tetraodontiformes: Ostraciidae: cf. *Ostracion* sp.

По данным Э. Казье (Casier, 1950) *Carcharocles subseratus* распространение ограничено предела-

ми панизелийских слоев Бельгии. Присутствие в комплексе зубов *Hypolophodon* sp. также свидетельствует о более древнем, чем лютецкий, возрасте, так как в Западной Европе гиполофиды выше ипра не регистрировались (Hemman, 1986).

Вид *Galeorhinus microdon* по нашим наблюдениям характерен для верхнего палеоцена Ферганы и Южного Казахстана. Форма *Galeorhinus* aff. *G. microdon* по ряду признаков (более крупные размеры, лучше развитая режущая функция зубов и др.) является эволюционно более продвинутой и впервые появляется в основании верхне-бухарского подгоризонта (нижний ипр) Южной Ферганы. Выше подошвы нижнеалайского подгоризонта, которая устанавливается по появлению первых раковин *Ostrea turkestanensis* (Геккер и др., 1962), эта форма не встречается. Среди более чем 43 тысяч зубов селяхий, собранных вторым из авторов примерно в средней части нижнего алая (пос. Восточный, Кыргызстан, Ошская обл., Ляйлякский р-н), не установлено ни одного экземпляра *Galeorhinus* aff. *G. microdon*. Здесь же не найдены и гиполофиды.

Вероятно, базальный слой песчаников и конгломератов в овраге Гор, несмотря на присутствие в нем раковин *Ostrea turkestanensis*, более правильно сопоставлять с пачкой "б" разрезов I и II (рис. 1), состоящей из алевролитов и песчаников со следами косой слоистости, с линзами известнякового галечника и норами ракообразных (относится к сузакскому ярусу лишь условно (Геккер и др., 1962)), а не с пачкой конгломератов в основании алайских известняков (слой "в", рис. 1),

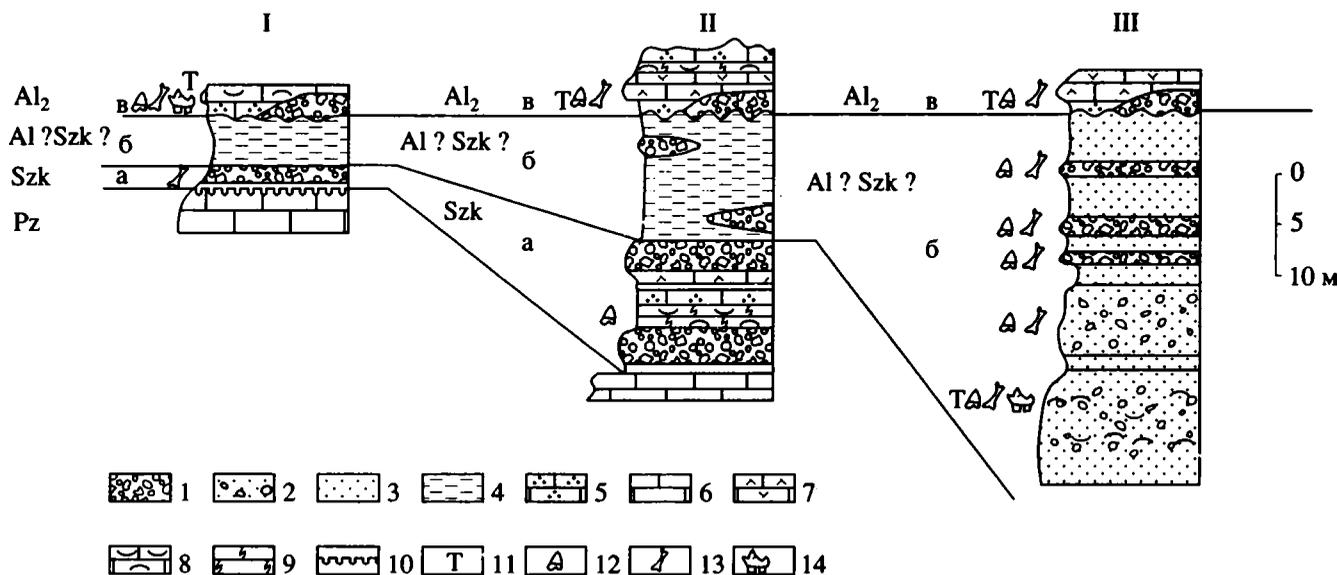


Рис. 1. Строение эоценовых отложений в районе кишлака Андарак.

I и II – разрезы к югу от Андарака, местонахождение позвоночных Андарак-I (по Беккеру и др., 1962). III – разрез в 3 км к северо-востоку от Андарака, местонахождение позвоночных Андарак-II.

1 – галечники и конгломераты; 2 – гравийно-песчаные породы; 3 – пески и песчаники; 4 – алевролиты и алевролиты; 5 – известняки песчаные; 6 – известняки тонкозернистые; 7 – известняки детритусовые; 8 – известняки с устричниками; 9 – мергели; 10 – поверхность древнего моря со сверлениями моллюсков-камнеточцев, 11 – раковины *Ostrea* (*Turkostrea*) *turkestanensis*; 12 – зубы хрящевых рыб; 13 – кости наземных позвоночных; 14 – остатки млекопитающих.

как предлагалось раньше (Решетов и др., 1978; Дмитриева, Несмеянов, 1982). В разрезе оврага Гор в основании алайских известняков также имеется слой конгломератов, неотличимый литологически и по известной фауне позвоночных от слоя "в" разрезов I и II. Но главная причина, заставающая нас сопоставлять костеносную толщу оврага Гор с пачкой "б" разрезов I и II – это более древний, по сравнению с нижним алаем, облик комплекса хрящевых рыб из этой толщи. Незначительные фациальные отличия, присутствие в пачке "б" разрезов I и II нор ракообразных при отсутствии устриц и позвоночных¹, равно как и обилие последних в базальной пачке оврага Гор при редкости остатков ракообразных, легко объяснить тем, что в районе оврага Гор располагалась авандельта крупного потока, приносившего остатки наземных позвоночных, а в районе с. Андарак (разрезы I и II) был более спокойный в гидродинамическом отношении участок лагуны. Устричные банки располагались вдоль потока, т.к. для питания этих животных необходимо активное движение воды. Здесь же кормились многочисленные скаты-склерофаги и другие морские позвоночные. В затишных участках лагуны предпочитали селиться ракообразные, норы которых в этом микробиотопе не подвергались быстрому засыпанию осадком. Вопрос о том, к какому ярусу местной стратиграфической схемы следует относить пачку "б", остается открытым, для нас он не имеет принципиального значения, т.к. изучение комплекса хрящевых рыб позволяет нам провести прямое сопоставление пачки "б" и ее аналога в овраге Гор со стратотипическими разрезами палеогена в Западной Европе. Этот комплекс наиболее близок к комплексу из панизельских слоев Бельгии (ипр), которые соответствуют верхней половине наннопланктонной зоны NP 12 (Sturbaut, Nolf, 1986). Весь ипр по последним данным (Sturbaut, Nolf, 1986) включает зоны NP 11 - нижняя часть NP 14.

В комплексе млекопитающих Андарака-II преобладают элементы, характерные для ирдынмангания (среднеэоценовый век млекопитающих в Азии (Russell, Zhai Ren-jie, 1987)). Это тапирообразное *Schlosseria magister* Matthew et Granger и другие, более крупные лофиалетиды, ранний халикотерий *Eomogonius* sp., гиенодонт *Pterodon* sp., мезонихид *Mesonyx* sp., ктенодактилоидные грызуны *Saukanomys* sp., *Petrokozlovia* sp. и многочисленные зайцеобразные *Leporidae* indet. (одни из древнейших представителей отряда). Вместе с тем встречаются и группы, жившие в Центральной Азии не позже бумбания (конец раннего эоцена) – мимотониды (*Mimotona eocena* sp. nov.) и эвримилиды (*Anatolmylus rozhdvestvenskii* gen. et sp. nov. и *Aktashmys montealbus* gen. et sp. nov.) из эндемичного для Азии отряда миксодонтов. Сохра-

нение бумбанских реликтов можно объяснить как благоприятными для них экологическими условиями, существовавшими на приморских низменностях Западного берега Азии в то время, так и несколько более ранним, по сравнению с типичными комплексами ирдынмангания, возрастом Андарака-II.

Таким образом, исходя из всех приведенных данных, мы датировем местонахождение Андарак-II поздним ипром (кюизий, конец раннего эоцена, ранний ирдынманганий).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беллева Е.И.* Первая находка тапирообразного в эоцене Средней Азии // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1962. Т. 37. № 5. С. 142 - 145.
- Беллева Е.И.* Новые данные по аминодонтам СССР // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, 1971. Т. 130. С. 39 - 61.
- Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н.* Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Кн. 1, 335 с., кн. 2, 332 с.
- Гликман Л.С.* Акулы палеогена и их стратиграфическое значение. М.-Л.: Наука, 1964. 230 с.
- Гликман Л.С.* Подкласс *Elasmobranchii*. Акуловые // Основы палеонтологии. Бесчелюстные, рыбы. М.: Наука, 1964. С. 196 - 237.
- Гликман Л.С.* Эволюция меловых и кайнозойских ламноидных акул. М.: Наука, 1980. 248 с.
- Гуреев А.А.* Первая находка птицы в нижнем палеогене СССР // Докл. АН СССР, 1949. Т. 64. № 2. С. 249 - 251.
- Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А.* Млекопитающие и стратиграфия континентальных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Ефимов М.Б.* Новые ископаемые крокодилы с территории СССР // Палеонтол. журн., 1982. № 2. С. 146 - 150.
- Клебанова И.М.* Новое эоценовое местонахождение позвоночных Андарак (Киргизия) // Палеонтол. журн., 1966. № 4. С. 101 - 103.
- Решетов В.Ю.* Раннетретичные тапирообразные Монголии и СССР // Тр. ССМПЭ, 1979. Вып. 11. 144 с.
- Решетов В.Ю., Трофимов Б.А.* Обзор изучения ископаемых млекопитающих СССР // Териология в СССР. М.: Наука, 1984. С. 6 - 29.
- Решетов В.Ю., Шевырева Н.С., Трофимов Б.А., Чхиквадзе В.М.* О позвоночных местонахождения Андарак-II (средний эоцен) // Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1978. Т. 53. Вып. 3. С. 151 - 152.
- Чхиквадзе В.М.* Новый вид сухопутной черепахи из среднего эоцена Ферганы // Палеонтол. сб. Львов, 1984. № 21. С. 74 - 78.
- Casier E.* Contributions a l'etude des poissons fossiles de la Belgique: IX. La faune des formations dites "paniséliennes" // Bull. Mus. Sci. natur. Belg., 1950. V. 26. N. 42. P. 1 - 52.
- Herman J.* Additions to the Eocene fish fauna of Belgium: 8. A new rajiform from the Ypresian-Paniselian // Tertiary Res., 1986. V. 8. N. 1. P. 33 - 42.
- Russell D.E., Zhai Ren-jie.* The Paleogene of Asia: mammals and stratigraphy // Mem. Mus. nat. d'Hist. natur., Ser. C, 1987. T. 52. 488 p.
- Sturbaut E., Nolf D.* Revision of Ypresian stratigraphy of Belgium and northwestern France // Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol., 1986. Vol. 23. N. 4. P. 115 - 172.

¹ В пачке "б" разреза I нами найдено всего несколько неопределимых обломков зубов акул.

УДК (063):56(11)+551.24

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКЕ ПЕРМИ И ТРИАСА. ВЛАДИВОСТОК

© 1993 г. Ю. Д. Захаров

Дальневосточный геологический институт РАН,
690022 Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Поступила в редакцию 22.10.92 г.

С 6 по 13 сентября 1992 г. в Приморском крае состоялась Международная полевая конференция по биостратиграфии и тектонике перми и триаса. Основная тема конференции: "Позднепалеозойские и раннемезозойские биологические и геологические события Тихоокеанского пояса". В конференции, организованной Дальневосточным геологическим институтом по линии ЮНЕСКО (проекты № 272 и 321 Международной программы геологической корреляции), приняли участие более 40 специалистов из восьми стран (Австралии, Венгрии, Вьетнама, Италии, Китая, России, Швейцарии и Японии). Большинство зарубежных участников прибыло из Киото, где 3 сентября завершилась очередная (29-я) сессия Международного геологического конгресса. Россию представляли геологи Владивостока, Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска и Хабаровска.

Дж. М. Дикинс (Бюро минеральных ресурсов, Канберра) открыл пленарные заседания во Владивостоке сообщением об основной тематике проекта № 272 ("Позднепалеозойские и раннемезозойские события в Циркумпацифике и их глобальная корреляция") Международной программы геологической корреляции. Всего было оглашено 18 докладов, посвященных в основном проблемам биостратиграфии, палеобиогеографии и тектоники перми и триаса Тихоокеанского пояса.

А.И. Ханчук и И.В. Панченко (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН) привели данные о пермско-триасовых террейнах юга Дальнего Востока. Доклад Г.В. Котляр (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) посвящен верхней перми Тетической области, основные выводы доклада касались зонального расчленения и корреляции. Нижнюю границу джувльфинского яруса предлагается проводить в основании зоны *Codonofusiella kwangsiensis*-*Pseudodunbarula arpaensis*, или в основании слоев с *Codonofusiella-Araxilevis*, учитывая появление конодонтов *Gondolella leveni* на этом уровне в Закавказье и амmonoидей рода *Anderssonoceras* – в Китае. Ян Фенквин (Китайский ун-т геологических наук, Ухань) изложила материалы по позднепермским - раннетриасовым амmonoидеям. В эволюции этой группы амmonoидей

различаются 7 событий, наиболее заметные из них приходятся на границы систем или отделов. Доклад Ин Хонфу (Китайский ун-т геологических наук, Ухань) посвящен палеобиогеографии Восточной Азии. Для ранне-среднетриасового времени здесь выделяются следующие биохории: 1) область северной Лавразии, 2) область центральной Лавразии, 3) катазиатский Тетис, 4) континентальный регион Гондваны и 5) гондванский Тетис. В поздне-триасовое время произошли заметные изменения. В пределах Восточной Азии (к северу от континентального района Гондваны) стали различаться область Циркумпацифики, Тетическая область тропиков и субтропиков и область Лавразии. Ю.Д. Захаров (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН) изложил материалы по эволюции амmonoидей и проблеме ярусного и подъярусного расчленения нижнего триаса. Биноминальное ярусное строение нижнего триаса с двумя резко выраженными подъярусами в составе верхнего из ярусов отражает более или менее удовлетворительно трехстадийный характер эволюции раннетриасовой биоты. В качестве подразделений оленекского яруса для Тетической области предлагаются аякский и русский подъярусы. Х. Коцур (Геологический ин-т, Будапешт) зачитал два доклада, первый из них посвящен пермско-триасовой радиолариевой стратиграфии западной части области Тетис, второй – проблеме расчленения нижнего триаса. Доклад Е. Эзэки (Ун-т в Осака) проливает свет на особенности вымирания позднепермских рогоз в Южном Китае. Сообщение Дж. - И. Тазава (Ун-т в Ниигата) касается среднепермских брахиоподовых фаун восточной Азии и их значения, для зоогеографии. В докладе Г.И. Бурый (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН) приведены недавно полученные данные о конодонтовых зонах триаса Восточного Сихотэ-Алиня (Дальнегорский и Чугуевский районы). Всего здесь установлено 12 конодонтовых зон, охватывающих интервал от смитского подъяруса до рэта (кремни и ограниченные известняки олистостромовых толщ). Дж. М. Дикинс (Бюро минеральных ресурсов, Канберра) и П.К. Тиен (Исследовательский ин-т геологии и минералогических ресурсов, Ханой) привели новые данные по корреля-

ции перми и триаса Вьетнама. В.П. Нечаев, А.Н. Филиппов (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН), Е.С. Панасенко (ПГО, "Приморгеология"), А.И. Ханчук и С.В. Высоцкий (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН) посвятили свой доклад проблеме тяжелых кластических минералов в кремнистых отложениях Сихотэ-Алиня.

Кроме этого на конференции демонстрировались материалы трех секций стендовых докладов. Первая секция объединила работы, имеющие отношение к вопросам верхнего палеозоя, биогеографии и некоторым проблемам эволюции органического мира. Доклад Ю.И. Оноприенко (Биолого-почвенный ин-т ДВО РАН) посвящен цикличности в эволюции раннекаменноугольных ругоз. В.Г. Зими́на (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН) привела данные по позднепалеозойской флоре Южного Приморья и некоторым проблемам фитогеографии. Э.Л. Школьник (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН), Е.А. Жигалло (Палеонтологический ин-т, Москва) и Е.А. Еганов (Ин-т геологии и геофизики СО РАН) подготовили стендовый доклад по органическим остаткам в фосфоритовых пеллетах верхнепермской формации Фосфория. А.П. Никитина и Г.С. Белянский (ПГО "Приморгеология") показали некоторые особенности морского верхнего палеозоя в Приморском крае. Г.В. Беляева (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН) и А.П. Никитина (ПГО "Приморгеология") привели сведения о стадиях органогенных построек Южного Приморья в позднепермское время. Кроме этого Г.В. Беляева привела данные о пермских и триасовых Sphinctozoa Приморья (п-ов Трудный, низовья р. Партизанская, Дальнегорский район). Стендовый доклад В.С. Руденко (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН), Е.С. Панасенко (ПГО "Приморгеология") и С.В. Рыбалки (ПГО "Приморгеология") посвящен проблемам биостратиграфии перми Приморья на основе данных по радиоляриям и конодонтам. В кремнях олистостромовых толщ Центрального Сихотэ-Алинского и Прибрежного террейнов Сихотэ-Алиня и в терригенных отложениях Сергеевского террейна в Южном Приморье установлено 9 конодонтовых и 8 радиоляриевых комплексов, соответствующих ассельскому, сакмарскому, яхташскому, болорскому, кубергандинскому, мургабскому, мидийскому, джюльфинскому и дорашамскому ярусам перми. Б.В. Кочиркевич (Биолого-почвенный ин-т ДВО РАН) подготовил материалы, показывающие стратиграфическое значение пермских брахиопод Южного Приморья. Рассмотрены некоторые вопросы палеозоогеографии. Теплолюбивые фауны поздней перми располагались, по мнению автора, в центральной части области Тетис (Закавказье, Южный Китай).

Доклады второй секции посвящены проблемам биостратиграфии нижнего мезозоя Дальнего Востока и его фаціальным особенностям. Т.А. Пунина (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН) привела материалы, иллюстрирующие стадии развития органогенных построек Сихотэ-Алиня в триасовое время. Т.М. Окунева (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) изложила материалы по морскому триасу Хабаровского края и Амурской области. Доклад И.В. Бурья (Дальневосточный политехнический ин-т, Владивосток) и Н.К. Жарниковой (ПГО "Приморгеология") посвящен проблемам биостратиграфии анизийских отложений Южного Приморья. Ю.М. Бычков (Северо-Восточный комплексный н.-и. институт ДВО РАН, Магадан) основное внимание уделил вопросам биостратиграфии верхнего триаса северо-востока Азии. Сведения о поздне триасовой флоре Приморья изложены в докладе С.А. Шороховой (Дальневосточный политехнический ин-т, Владивосток). С.В. Точилина (Тихоокеанский океанологический ин-т ДВО РАН) привела новые данные по юрским радиоляриям желоба Вулкано (Западная Пацифика). Фаціальная характеристика триасовых отложений Южного Приморья дана в докладе И.В. Бурья (Дальневосточный политехнический ин-т, Владивосток) и Г.И. Бурый (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН). Ю.Г. Волохин (Дальневосточный геологический ин-т) изложил данные по триасовым и юрским кремнистым формациям Сихотэ-Алиня.

Третья секция была представлена материалами докладов, посвященных проблемам вулканизма позднего палеозоя и раннего мезозоя и размещения рудных тел в Дальневосточном регионе, а также вопросам палеогеодинамических реконструкций. Наибольшее внимание привлекли доклады В.В. Голозубова, А.И. Ханчука, И.В. Панченко и И.В. Кемкина (Дальневосточный геологический ин-т ДВО РАН), содержащие сведения о палеозойских и нижнемезозойских осадочных породах Таухинского террейна и о возможной позднепалеозойской коллизии вдоль Ханка-Буреинского палеоконтинента.

Участники совещания обменялись мнениями по широкому кругу вопросов. Была заслушана информация о новых проектах. Ин Хонфу (Китайский ун-т геологических наук, Ухань) в частности доложил о том, что в январе 1993 г. в Париже будет утвержден новый проект по пермтриасу: "Корреляция перми и триаса области Тетис, Тихоокеанского пояса и краевой части Гондваны" (в связи с завершением исследований по проекту № 272).

На заседании триасовой подкомиссии Международной стратиграфической комиссии, возглавляемой А. Бо (Ун-т в Лозанне), обсуждались вопросы организационного характера. В связи с утверждением индского и оленекского ярусов в

качестве ярусов Международной стратиграфической шкалы было предложено создать комиссию по границе между этими стратиграфическими подразделениями (председатель комиссии – Ю.Д. Захаров).

Принято решение о подготовке к печати в Швейцарии тома докладов Владивостокской конференции, а также обобщающего тома трудов по проекту № 272 Международной программы геологической корреляции в Кембриджском университете (серия глобальной и региональной геологии).

В рамках конференции были проведены пятидневные геологические экскурсии. Участники конференции смогли ознакомиться с двумя контрастными типами геологических разрезов перми и триаса юга Дальнего Востока России, до недавнего времени закрытого для иностранных посетителей. Были показаны прибрежные терригенные и карбонатные отложения, субаэральные вулканогенные образования полуострова Муравьева-Амурского, низовьев реки Партизанской

и соседних островов, с одной стороны, а также кремнистые и карбонатные породы олигоценовых толщ восточной части Сихотэ-Алиня – с другой. Пристальный интерес гостей был проявлен к рудам Дальнегорского района.

Конференция подвела итоги новейшим достижениям в области биостратиграфии и тектоники перми и триаса Тихоокеанского пояса, наметила стратегию поисков и разведки полезных ископаемых, встречающихся в поле распространения геологических тел, сложенных породами пермского и триасового возраста, продемонстрировала сравнительно высокий научный потенциал Дальневосточного отделения Российской академии наук, способствовала укреплению научных связей его институтов с геологами и палеонтологами соседних регионов и, прежде всего, со специалистами Японии и Китая.

Заключительное совещание по проекту № 272 МПГК намечается провести в 1993 году в Вене (в рамках симпозиума “Мелководный Тетис 4”).

Сдано в набор 19.02.93 г.

Подписано к печати 15.04.93 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 18.0

Усл. кр.-отт. 6.6 тыс.

Уч.-изд. л. 19.3

Бум. л. 9.0

Тираж 362 экз.

Зак. 4245

Цена 15 р. 00 к.

В издательстве “Наука” готовится к печати книга:

**Батурин Г.Н. Руды океана / Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. –
1993. – 20 л. – (в пер.): 80 р.**

Монография посвящена основным типам рудных образований океана, связанных с различными фаціальными обстановками, – железомарганцевым конкрециям, рудным коркам, фосфоритам, сульфидным рудам, металлоносным осадкам. Рассматриваются распространенность, морфология, минералогия, геохимия, скорости формирования руд. На основе современных представлений о физике, химии, биологии и геологии океана обсуждаются проблемы происхождения руд: источники рудного вещества, пути и формы его миграции, механизмы осаждения и концентрации. Приводятся примеры сопоставления океанских руд с некоторыми месторождениями на континентах.

Для морских геологов, океанологов, литологов, геохимиков, специалистов в области геологии рудных месторождений.

Книгу можно предварительно заказать в магазинах Российской торговой фирмы
“Академкнига”

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

- 117393 Москва, ул. академика Пилюгина, 14, корп. 2
 - 197345 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7
 - 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 (“Книга – почтой”)
 - 620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 (“Книга – почтой”)
 - 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 (“Книга – почтой”)
 - 660049 Красноярск, проспект Мира, 84
 - 103009 Москва, ул. Тверская, 19а
 - 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
 - 117383 Москва, Мичуринский проспект, 12
 - 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51
 - 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 (“Книга – почтой”)
 - 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8
 - 142292 Пущино Московской обл., МР “В”, I (“Книга – почтой”)
 - 443002 Самара, проспект Ленина, 2 (“Книга – почтой”)
 - 191104 Санкт-Петербург, Литейный проспект, 57
 - 199164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2
 - 194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий проспект, 4
 - 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
 - 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 (“Книга – почтой”)
 - 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49
- Магазин “Академкнига” в Татарстане:
420043 Казань, ул. Достоевского, 53