

ISSN 0869-592X

Том 10, Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2002



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 10 № 6 2002 Ноябрь–Декабрь

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

Главный редактор
Б. С. Соколов

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, А. Б. Герман (*ответственный секретарь*),
Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда, В. А. Захаров, Д. Кальо,
К. И. Кузнецова, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане,
А. Ю. Розанов, М. А. Семихатов (*заместитель главного редактора*),
Б. А. Соколов, Сунь Вейго, М. А. Федонкин, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

Адрес редакции: 119180 Москва, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 10, номер 6, 2002

О разных подходах к совершенствованию общей стратиграфической шкалы <i>В. Б. Караулов, В. Р. Лозовский</i>	3
Окремненные микрофоссилии юдомской серии венда Учуро-Майского региона Сибири: фациальная зависимость и биостратиграфические возможности <i>В. Н. Сергеев</i>	20
К биостратиграфии нижнего девона Дальнего Востока России и Монголии <i>Р. Е. Алексеева, Г. Р. Шишкина</i>	40
Кандидаты в глобальные стратотипы границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса в Южном Приморье <i>Ю. Д. Захаров, Я. Шигэца, А. М. Попов, А. Н. Сокарев, Г. И. Бурый, В. В. Голозубов</i>	50
Климат во время пермо-триасовых биосферных перестроек. Статья 1. Климат ранней перми <i>Н. М. Чумаков, М. А. Жарков</i>	62
Новая стратиграфическая схема нижнего апта Среднего Поволжья <i>Е. Ю. Барабошкин, И. А. Михайлова</i>	82

Краткие сообщения

Фитопланктонные провинции в тремадоке <i>В. А. Олли, Е. В. Чибрикова</i>	106
Новые правила для авторов	111

Contents

Vol. 10, No. 6, 2002

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

Different Approaches to Perfection of the General Stratigraphic Scale <i>V. B. Karaulov and V. R. Lozovsky</i>	3
Silicified Microfossils from the Vendian Yudoma Group, the Uchur–Maya Region of Siberia: Facies Dependence and Biostratigraphic Potential <i>V. N. Sergeev</i>	20
To the Lower Devonian Biostratigraphy in the Russian Far East and Mongolia <i>R. E. Alekseeva and G. R. Shishkina</i>	40
Candidates to a Global Stratotype of the Induan–Olenekian Boundary (Lower Triassic) in Southern Primor'ye <i>Yu. D. Zakharov, Ya. Shigeta, A. M. Popov, A. N. Sokarev, G. I. Burii, and V. V. Golozubov</i>	50
Climate during Permian–Triassic Biosphere Reorganizations. Article 1: Climate of the Early Permian <i>N. M. Chumakov and M. A. Zharkov</i>	62
New Stratigraphic Scheme of the Lower Aptian in Middle Courses of the Volga River <i>E. Yu. Baraboshkin and I. A. Mikhailova</i>	82

BRIEF COMMUNICATION

Phytoplankton Provinces of the Tremadocian Time <i>V. A. Olli and E. V. Chibrikova</i>	106
New rules for the authors	111

УДК 551.7341.7361.763

О РАЗНЫХ ПОДХОДАХ К СОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ

© 2002 г. В. Б. Караулов, В. Р. Лозовский

Московский государственный геологоразведочный университет, Москва

Поступила в редакцию 19.06.2001 г.

В статье обсуждаются разные подходы (американский и европейский) к совершенствованию Общей стратиграфической шкалы (ОСШ). Подвергается критике практика Международной стратиграфической комиссии, основанной на установках “Международных руководств” и заключающейся в поспешном “вбивании золотых гвоздей” (GSSP) в литологически однородных толщах на уровнях, в которых смена ископаемых видов (преимущественно конодонтов) якобы свободна от влияния среды и определяется исключительно законами эволюции. На примере границ отделов девонской системы и границы перми и триаса показано, что утверждение подобных уровней в качестве границ крупных стратиграфических подразделений приводит к грубому нарушению правила приоритета и к дестабилизации и полной перестройке общей стратиграфической шкалы. Принципы уточнения ОСШ представляют не только абстрактно-теоретический интерес, а непосредственно отражаются на практике проведения геолого-съёмочных и других геологических исследований.

Ключевые слова. Международная стратиграфическая шкала, корреляция, точка глобального стратотипа границы, девонская система, пермская система, триасовая система

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Общая стратиграфическая шкала определяется отечественным стратиграфическим кодексом (Стратиграфический кодекс..., 1992, с. 22) как “совокупность общих стратиграфических подразделений (в их полных объемах, без пропусков и перекрытий), расположенных в порядке их стратиграфической последовательности и таксономической подчиненности”. Считается, что общие стратиграфические подразделения имеют потенциально планетарное распространение и могут использоваться геологами разных стран. Поэтому составленная из них шкала называется также Международной стратиграфической шкалой (МСШ). Международная стратиграфическая и соответствующая ей геохронологическая шкалы оформились в основных чертах более 100 лет назад и были приняты на II сессии Международного геологического конгресса в Болонье (Италия) в 1881 г. С тех пор МСШ долгое время служила основой при любых геологических исследованиях. По мнению Г.П. Леонова (Леонов, 1973), до 70-х годов XX века она не претерпела сколько-нибудь существенных изменений. Все изменения и дополнения, которые были в нее внесены, имели частный характер и не нарушали общего принципа ее построения.

Вторая половина XX века, а особенно его последние десятилетия, характеризовались усилением исследований, направленных на совершенствование общей стратиграфической шкалы. Активизи-

ровалась деятельность подкомиссий Международной стратиграфической комиссии, направленная на уточнение границ геологических систем, отделов и ярусов. В работу над международными проектами включились и советские геологи. Но именно в этот период особенно ясно обозначились различия в подходах к разработке основных вопросов стратиграфии, две принципиально различные концепции, которые А.И. Жамойда и В.В. Меннер условно назвали “американской” и “европейской” (Жамойда, Меннер, 1974).

Для “американской” концепции, отраженной в американском стратиграфическом кодексе и в “Международном руководстве по стратиграфии” (International Stratigraphic..., 1976), переведенном на русский язык под названием “Международный стратиграфический справочник” (Международный стратиграфический..., 1978), характерно представление о множественности независимых, резко различающихся по смыслу стратиграфических категорий (литостратиграфических, биостратиграфических, хроностратиграфических) и об искусственности границ подразделений общей стратиграфической (геохронологической) шкалы, которые должны выбираться внутри непрерывной последовательности отложений, предпочтительно морских. Принцип приоритета, обязательный для научной терминологии, практически игнорируется. Серьезных принципиальных изменений не было внесено и во второе издание справочника (International Stratigraphic..., 1994; Жамойда, 1996).

Для «европейской» концепции, отраженной в стратиграфических кодексах СССР и России (Стратиграфический кодекс..., 1977; 1992), характерно признание единства стратиграфии как фундаментальной отрасли геологических наук, а не множества независимых друг от друга «стратиграфий», отвечающих разным методам исследований. Основные стратиграфические подразделения, среди которых выделяются общие, региональные и местные, имеют в соответствии с этой концепцией геосистемную природу, поскольку отражают некие этапы в развитии геосферы в целом или ее участков. Специальные стратиграфические подразделения устанавливаются с помощью отдельных методов и являются дополнительными к основным.

Во многих публикациях (Жамойда, Меннер, 1974; Меннер, 1978; Жамойда, Моисеева, 1980; Соколов и др., 1992) высказывалась надежда на постепенное сближение «американской» и «европейской» концепций и на выработку единого подхода к основным проблемам стратиграфии. Однако последующее развитие событий показало, что предложения многих европейских (в том числе российских) стратиграфов не были приняты во внимание. Члены рабочей группы по редактированию Международного руководства по стратиграфии, не согласные с развиваемыми в руководстве положениями (в том числе представители Австралии и СССР), к работе привлечены не были, и изданный справочник отразил лишь одну точку зрения.

Дальнейшим развитием принципов выбора глобальных стратотипов границ подразделений МСШ, отраженных в «Международном руководстве», явилось «Руководство по установлению глобальных хроностратиграфических стандартов» (Remane et al., 1996). В этом кратком «манифесте современной хроностратиграфии» содержатся некоторые справедливые положения (о том, что при выборе стратотипов границ первенство должно быть отдано уровням с наилучшим корреляционным потенциалом, что приоритетом нельзя полностью пренебрегать¹ и что наряду с палеонтологическими критериями следует использовать и непалеонтологические, «событийные» рубежи и др.). Но это всего лишь благие намерения, которые в условиях, когда решения принимаются голосованием, рассыпаются под давлением не научных аргументов, а интересов большинства участвующих в голосовании. Совершенно ясно, что голосование не является науч-

ным методом решения проблем. Попытки решения научных проблем таким способом вытекают из предположения об искусственности стратиграфических границ и «принципа удобства». При этом «имеется в виду прежде всего удобство для себя, которое оказывается большей частью, неудобством для других». Очевидно, что на основе подобного «принципа» добиться единообразных согласованных результатов в международном масштабе практически невозможно» (Леонов, 1973, с. 517).

Главные недостатки указанных руководств – игнорирование европейской концепции стратиграфической классификации, основанной на огромном опыте геологов Европы (в том числе и российских), решениях международных геологических конгрессов, а также пренебрежение принципом приоритета – сыграли отрицательную роль при разработке нового варианта общей стратиграфической (геохронологической) шкалы, представленного на последней сессии МГК. Многие положения этого проекта оказались неприемлемыми для российских геологов, что частично отражено в постановлении МСК, принятом в 1999 г.

Главная задача данной публикации заключается не в том, чтобы вновь вернуться к обсуждению проблемы искусственности или естественности границ подразделений МСШ и попытаться убедить наших оппонентов в их неправоте (что невозможно при современном характере научных дискуссий), а в том, чтобы продемонстрировать издержки, возникающие при сложившейся практике утверждения новых границ геологических систем и их отделов, основанной на установках «Международных руководств», и обсудить злободневный вопрос: как следует поступать специалистам, категорически не согласным с некоторыми нововведениями, чтобы не навредить отечественной геологии?

Исследователю, осознающему диалектику развития научного знания, должно быть ясно, что крайние подходы никогда не могут быть основой для конструктивных решений. Никто из сторонников «естественности» подразделений МСШ не понимает сейчас «естественность» как соответствие этих подразделений однотипным и одноранговым этапам развития литосферы и биосферы – иначе не было бы многочисленных (и безуспешных пока) попыток радикальной перестройки геохронологической шкалы в соответствии с важнейшими тектоническими, биологическими и прочими событиями. Геологическая наука в ее современном состоянии к такой перестройке не готова. Но в то же время неравномерность (и даже определенная периодичность) эволюции земной коры, гидросферы и атмосферы является эмпирически установленной закономерностью.

¹ Хотя под «приоритетом» авторы, похоже, понимают вовсе не принцип приоритета при определении объема подразделений МСШ, или «исторический метод», о котором говорилось в решении VIII сессии Международного геологического конгресса и во всех классических работах по стратиграфии, а предпочтение, отдаваемое тому или иному варианту нового глобального стратотипа границы.

Становление общей стратиграфической шкалы происходило стихийно. Представления о положении границ ее подразделений неоднократно изменялись. Масштаб событий, которым соответствуют границы систем и отделов, далеко не однозначен. Более того, границы некоторых отделов в историко-геологическом отношении, несомненно, более существенны, чем границы систем. Эти и многие другие обстоятельства позволяют рассматривать МСШ как *условное* построение. Но такой вывод не имеет ничего общего с предложением считать геохронологическую шкалу *искусственным* образованием и с полным исключением из стратиграфии принципа “естественности” стратиграфических подразделений, как это сделано в американском стратиграфическом кодексе и в “Международных руководствах”. Считая общую стратиграфическую шкалу условным построением, Г.П. Леонов в то же время подчеркивал, что “более или менее полное соответствие большинства подразделений международной шкалы тем или другим этапам геологического развития отдельных регионов определяется всем ходом выделения данных подразделений и не может вызывать каких-либо сомнений” (Леонов, 1973, с. 453).

Г.П. Леонову в его фундаментальном труде по стратиграфии удалось уйти от крайностей, “пройти по лезвию бритвы” и сформулировать принципы, необходимые для того, чтобы МСШ была универсальной, стабильной и достаточно детальной системой геохронологической классификации: “1. *Рассматривать геохронологическую шкалу как условное построение. 2. Принять регионально-стратиграфический принцип определения объема и границ ее подразделений через соответствующие стратоталоны, отвечающие конкретным регионально-стратиграфическим единицам. 3. Охранять стабильность объема и положения границ международной шкалы, опираясь на принцип приоритета*” (Леонов, 1973, с. 526). Если бы международные геологические организации прислушались к этим рекомендациям, положение с МСШ было бы иным. Но Международная стратиграфическая комиссия пошла по другому пути и в результате мы имеем сегодня то, что имеем.

Чтобы сохранить традиционный регионально-стратиграфический принцип определения границ подразделений, необходимо проводить трудоемкие исследования. От разрезов с перерывами и резкой сменой состава отложений, по которым эти подразделения обычно выделялись, следовало бы путем корреляции, основанной на принципе хронологической взаимозаменяемости признаков (Мейен, 1989), переходить к другим разрезам, в которых перерыв сведен до минимума или (в идеальном случае) вообще отсутствует, а признаки соответствующих событий выражены в иной

форме. Именно в таких разрезах и следует выбирать “точки глобального стратотипа границы”.

Однако Международная стратиграфическая комиссия и ее подкомиссии пошли по пути выбора таких точек для “забивки золотых гвоздей” в литологически однородных частях разрезов, в которых смена ископаемых видов якобы свободна от влияния среды и определяется исключительно законами эволюции. Такой способ поиска “идеальных” границ весьма распространен, хотя он сильно напоминает старый анекдот о человеке, который ищет кошелек не там, где потерял, а под фонарем, поскольку там светлее. Пачки пород, обладающие такими свойствами, редко встречаются вблизи границ геологических систем и отделов, а располагаются ближе к их средней части. В результате подобного подхода вновь выбранные уровни оказываются существенно смещенными по отношению к традиционным границам. Утверждение таких уровней в качестве границ крупных стратиграфических подразделений приводит к грубому нарушению правила приоритета и к дестабилизации и полной перестройке общей стратиграфической шкалы (Караулов, 1994).

Отказ от историко-геологического подхода к установлению границ крупных подразделений МСШ объективно ведет к тому, что количество признаков, по которым такие границы могут быть выделены и прослежены, резко сокращается. Справедливости ради следует отметить, что успехи, достигнутые в последние годы в развитии непалеонтологических методов, в частности установление геохимических аномалий подобно Ig на рубеже мела и палеогена, резкого падения содержания изотопов δC^{13} на границе перми и триаса или выделение короткоживущих палеомагнитных зон, привели к признанию их роли при уточнении положения стратиграфических границ (Remane et al., 1996). Однако ведущими, по существу, по-прежнему остаются палеонтологические критерии. Они нередко сводятся к *первому появлению* произвольно (по договоренности, путем голосования) выбранного вида, которое во многих случаях отражает *его первое нахождение* в данном разрезе, выбранном в качестве типового. В подавляющем большинстве разрезов отложения, содержащие палеонтологические остатки, бывают разобщены “немыми” в палеонтологическом отношении слоями и пачками. Для того чтобы уйти от вопроса, к какому из смежных стратонив относить такие слои, многие специалисты предпочитают вести поиски стратотипов границ в исключительно редко встречающихся конденсированных разрезах, корреляционный потенциал которых чрезвычайно низок и сводится только к ископаемым остаткам видов какой-нибудь из “ультрастратиграфических” групп.

Одной из таких групп ископаемых, которой в последние десятилетия отдается предпочтение,

часто в ущерб другим, не менее важным для стратиграфии, группам, являются конодонты². Присутствие остатков этой вымершей группы в различных морских фациях, сложенных терригенными, карбонатными и кремнистыми толщами, позволило охарактеризовать прежде считавшиеся “немymi” интервалы разрезов, что, несомненно, сыграло позитивную роль. С другой стороны, исследователи, изучающие конодонты, априорно посчитали их *архистратиграфической* группой. Первостепенная роль стала придаваться конодонтовым зональным стандартам. О недостатках ярусной стратиграфической шкалы перми, построенной исключительно по конодонтам и основанной на формальной фиксации последовательной смены видов в одной филогенетической линии конодонтов, писал недавно Э.Я. Левен (2001). При этом такие традиционные группы ископаемых, как аммоноидеи, успешно служившие и служащие до сих пор основой расчленения палеозойских и особенно мезозойских отложений, стали просто игнорироваться.

В итоге геологи-практики лишаются возможности сколько-нибудь уверенно проследить границы подразделений МСШ и отобразить их на геологических картах. Палеонтологические методы, безусловно, являются ведущими для фанерозоя, но если мы действительно хотим установить границы крупных стратиграфических подразделений геосистемной природы, их использование должно учитывать этапность развития органического мира и подкрепляться другими, в первую очередь, литолого-формационными методами, позволяющими объективно выявлять разноранговые историко-геологические этапы.

Можно привести много примеров отрицательно воздействия на практику геологических исследований методики установления границ крупных подразделений МСШ, принятой международными организациями. Мы рассмотрим лишь некоторые из таких примеров, связанные, в первую очередь, с отрезками стратиграфической шкалы, хорошо знакомыми нам по личным исследованиям. Но начнем с наиболее общего вопроса о положении границы докембрия и фанерозоя.

О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ КЕМБРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ

Важнейшей проблемой, связанной с уточнением границ геологических систем, была и остается

² Конодонты – мультэлементные остатки околоротовых аппаратов древних животных, расшифровка которых в качестве целостных систем, а не только как отдельных разрозненных элементов, начинает постигаться лишь в самое последнее время (см. Orchard, Rieber, 1998). Для стратиграфических целей наиболее информативны парные элементы Ра. Наметилась тенденция к выделению двух типов конодонтовых зональных шкал – для глубоководных пелагических и мелководных форм.

проблема нижней границы кембрия (и фанерозоя). Не являясь специалистами в данной области, мы можем высказать лишь некоторые соображения о методике установления этой границы. На Всесоюзном совещании в 1967 г. в Уфе было зафиксировано мнение, что при определении нижней границы кембрия в первую очередь следует основываться на палеонтологических данных, причем важнейшим критерием должно служить появление скелетной фауны. Участники того совещания, как и члены Международной рабочей группы по проблеме границы кембрия и докембрия, не видели необходимости возвращаться к использованию историко-геологических критериев (Розанов и др., 1976). Продолжавшиеся более 30 лет поиски глобального стратотипа этой границы увенчались принятием решения о выборе такой точки в разрезе на о. Ньюфаундленд и определении ее на основании изучения смены ихнофоссилий (ископаемых следов организмов неясной систематической принадлежности), совершенно неприемлемого для российских и многих других специалистов (Розанов и др., 1997).

Этого и следовало ожидать в условиях, когда решения принимаются путем голосования с учетом далеко не только научных критериев, но и определенных интересов групп исследователей, занимающих ключевые посты в соответствующих международных организациях. Б.С. Соколов (1997, с. 5) писал по этому поводу: “С моей точки зрения, сейчас она определена как стандартная на Ньюфаундленде совершенно случайно – по подошве зоны *Phycodes pedum*, то есть всего лишь по ископаемому следу неизвестного животного с большим диапазоном стратиграфического распространения. Стратотип границы, конечно, должен быть пересмотрен с учетом принятых в этом случае биостратиграфических требований, но принципиально важным остается решение, что *такой границей может быть только физическая зона в подошве кембрия, непротиворечиво распознаваемая во всем мире*”.

С нашей точки зрения, отказ от историко-геологического (регионально-стратиграфического, событийного, экостратиграфического) подхода был преждевременным и ошибочным, поскольку именно массовое появление скелетных ископаемых в основании томмотского яруса (Розанов и др., 1969) является важнейшим не только палеонтологическим, но и историко-геологическим аргументом в пользу проведения рассматриваемой границы. С этих позиций присутствие перерыва в основании большинства разрезов томмотского яруса лишь подчеркивает значение данного рубежа и не является препятствием для утверждения его в качестве нижней границы фанерозоя, тем более, что известны разрезы, где этот перерыв сведен до минимума или вообще отсутствует. Во всяком случае, для геологов, ведущих практиче-

кие исследования на Сибирской платформе и в других регионах России, соответствующие решения Межведомственного стратиграфического комитета являются единственно возможными.

О ПОЛОЖЕНИИ ГРАНИЦ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ И ЕЕ ОТДЕЛОВ

Вопрос о нижней границе девонской системы имеет длительную и весьма поучительную историю, которая подробно рассмотрена Г.П. Леоновым (1973). В 1960 г. для решения проблемы границы силурийской и девонской систем был создан специальный комитет в составе Стратиграфической комиссии МСГН. После начала работы этого комитета была осуществлена целая серия национальных и международных программ, направленных на изучение стратиграфии пограничных силурийских и девонских отложений разных стран и на поиски удовлетворительного решения вопроса об их границе на основе изучения непрерывных морских разрезов (Граница силура..., 1971).

В итоге был получен обширный новый материал, позволивший принять решение о проведении границы силурийской и девонской систем между пржидольским и лохковским ярусами Пражской мульды по первому появлению зональной формы граптолитов *Monograptus uniformis*. Это решение было утверждено на Монреальской сессии Международного геологического конгресса в 1972 г. Точка глобального стратотипа границы установлена в 35 км юго-западнее Праги в разрезе Клонк. Следует подчеркнуть, что в данном случае в качестве границы между крупными стратиграфическими подразделениями МСШ была выбрана граница ярусов, выделявшихся ранее как свиты, т.е. регионально-стратиграфический принцип не был нарушен.

Выбранный рубеж устроил большинство специалистов. Он близок к традиционному (несколько выше, чем было принято в Англии, немного ниже принимавшегося ранее в СССР и примерно соответствует бельгийско-германскому варианту), имеет определенное историко-геологическое содержание (совпадает с началом одного из трансгрессивно-регрессивных циклов и существенным обновлением биоты) и, хотя значение этого события по своему рангу заметно уступает некоторым рубежам внутри девонского периода, может быть широко прослежен по комплексу признаков.

Значительно больше вопросов вызывают решения о проведении границ отделов девонской системы, принятые Международной подкомиссией по стратиграфии девона (SDS), организованной в 1972 г. При выборе этих границ подкомиссия отошла от регионально-стратиграфического принципа и в качестве возможных вариантов лимитостратотипов предложила ряд уровней появ-

ления видов или подвидов конодонтов, не отвечающих в большинстве случаев сколько-нибудь значительным историко-геологическим и биотическим событиям и, следовательно, обладающих невысоким корреляционным потенциалом.

Первоначально в качестве нижней границы среднего девона SDS предлагала 4 варианта: 1) основание конодонтовой зоны *costatus costatus*, 2) основание верхней подзоны *costatus patulus*, 3) основание зоны *costatus patulus*, 4) по первому появлению *Polygnathus dehiscens* и *Monograptus yukonensis*. В 1979 г. было оставлено для обсуждения только два варианта границы нижнего-среднего девона: 1) основание зоны *costatus patulus*, соответствующее основанию кувенского яруса Арденн, 2) основание зоны *costatus partitus*, которое предположительно соответствует основанию слоев Лаух в Эйфельских горах (Ржонницкая, 1983). В том же году путем голосования было принято решение о проведении нижней границы эйфельского яруса и среднего девона по первому появлению *Polygnathus costatus partitus* в 1.9 м ниже границы слоев Лаух Веттельсдорфского разреза Эйфельских гор, являющегося стратотипом эйфельского яруса (Ziegler, Klapper, 1985).

Обсуждение вопроса о положении нижней границы среднего девона, с одной стороны, показало неправомочность выделения в СССР расширенного "эйфельского" яруса, а с другой – породило проблему нижнего яруса среднего девона (Нижний ярус..., 1983), которую не удастся решить в течение многих лет. Суть этой проблемы заключается в том, что рубеж, характеризующийся наиболее четко выраженными изменениями в развитии различных групп ископаемых организмов и почти повсеместной сменой геологических формаций, который рассматривался в СССР в качестве границы нижнего и среднего отделов девонской системы, располагается значительно ниже подошвы эйфельского яруса, а основание эйфельского яруса и среднего девона в новом понимании не может быть установлено и прослежено на территории России и смежных регионов Северной Евразии ни по палеонтологическим, ни по историко-геологическим критериям.

В то же время, безусловно, существуют четкие рубежи, связанные с палеогеографическими и палеобиологическими событиями, хорошо прослеживаемые не только в европейских стратотипических разрезах девонской системы, но и во всем мире. Дж. Джонсоном и др. построена эвстатическая кривая, отражающая чередование главных девонских трансгрессий и регрессий в Северной Америке и Западной Европе (Johnson et al., 1985). Сходная кривая была получена М. Хаусом при изучении этапов эволюции среднепалеозойских амmonoидей (House, 1985). Независимо от этих исследований одним из авторов в результате анализа девонской истории Урало-Монгольского по-

яса и смежных регионов Северной Евразии установлен ряд фаз резкого расширения и сокращения площади девонских бассейнов, связанных с эвстатическими колебаниями уровня морей и океанов, обусловленными тектоническими причинами (Караулов, 1988; Karaulov, Gretsichnikova, 1997). Границы наиболее крупных трансгрессивно-регрессивных циклов на кривых, построенных для разных материков, совпадают, что свидетельствует об их планетарном проявлении.

Прошедший в 1994 г. международный симпозиум "Эвстатические колебания уровня мирового океана в девоне" (Сборник тезисов..., 1994) подтвердил объективность этих выводов. Следовательно, утверждение, что четкие границы стратиграфических подразделений, выделенных в том или ином разрезе, обусловлены местными причинами и не прослеживаются в других регионах, справедливо лишь отчасти. Наиболее значительные историко-геологические рубежи связаны с глобальными событиями и могут быть прослежены почти повсеместно. Следует, однако, иметь в виду, что форма отражения этих событий в разрезах разного типа может сильно различаться (Karaulov, 1977).

Возвращаясь к проблеме нижнего яруса среднего девона, вспомним, что уже на начальной стадии ее обсуждения высказывались веские аргументы в пользу проведения нижней границы среднего девона в основании кувенского (Ржонницкая, 1983) или дальейского (Богословский, 1983) ярусов. Этот уровень очень близок к первому из упоминавшихся выше важнейших историко-геологических рубежей и к традиционной границе нижнего и среднего девона на территории России. Не случайно, конечно, и то, что в самых ранних схемах расчленения девонской системы (Леонов, 1973, с. 268) кувенский ярус, включавший тогда граувакки Иерж, помещался в основание среднего девона.

Опыт последующих стратиграфических исследований показал, как и следовало ожидать, бесплодность попыток привязать нижнюю границу среднего девона в нашей стране к рекомендуемому SDS уровню. По решению Межведомственного стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы основание среднего девона совмещается с подошвой койвенского горизонта верхнего эмса, совпадающей с основанием брахиоподовой зоны *Zdimir pseudobaschkiricus*-*Megastrophia uralensis*, или стандартной конодонтовой зоны *ratulus* (Решение межведомственного..., 1990). Совершенно очевидно, что все попытки приблизить границу нижнего и среднего девона к утвержденному SDS уровню не достигают цели и приводят только к дестабилизации. Перемещение этой границы с традиционного уровня в основание зоны *Zdimir pseudobaschkiricus*-*Megastrophia uralensis* проблему все

равно не решает, т.к. этот новый уровень проходит на целую стандартную зону ниже границы, рекомендованной SDS, и является далеко не самым лучшим с точки зрения удобства прослеживания (Караулов, 1994).

Где же выход из сложившегося положения? Возвращаться к вопросу о нижней границе эйфельского яруса, по-видимому, нерационально. Однако, учитывая содержащийся в выпуске бюллетеня подкомиссии по девонской стратиграфии Newsletter № 13 (декабрь 1996 г.) призыв высказать мнение о необходимости разделения некоторых ярусов на подъярусы или введения дополнительных ярусов и неоднократное упоминание о большом значении при установлении границ стратиграфических подразделений историко-геологических критериев, можно выступить с предложением о разделении эмского яруса, нижняя граница которого до сих пор четко не определена, на злиховский и дальейский ярусы чешской шкалы. SDS уже сделан решительный шаг к использованию в общей шкале чешских ярусных подразделений. Нижняя граница дальейского яруса совпадает с основанием гониатитовой зоны *Anarcestes*, близка к основанию стандартной конодонтовой зоны *inversus* и совпадает с границей ясно выраженных историко-геологических этапов. Именно этот рубеж в течение долгого времени принимался в качестве нижней границы среднего девона на территории СССР.

Не менее сложная ситуация складывается с границей среднего и верхнего девона. До сих пор эта граница в нашей стране достаточно уверенно прослеживалась в основании пашийского горизонта и его возрастных аналогов (Стратиграфия СССР..., 1973) и коррелировалась с подошвой слое Фромелен, т.е. с традиционной границей живетского и франского ярусов. После принятия SDS решения о перенесении нижней границы франского яруса и верхнего девона на значительно более высокий уровень (в основание стандартной конодонтовой подзоны *L. asymmetricus* или в среднюю часть зоны *falsiovalis*) положение изменилось.

При выборе границы среднего и верхнего девона SDS руководствовалась формальным критерием – первым появлением определенных видов конодонтов. При голосовании в 1982 г. семью голосами против трех было решено проводить эту границу в основании зоны *L. asymmetricus* по первому появлению *Ancyrodella rotundiloba* (Ziegler, Klapper, 1985). Вопрос о выборе стратотипа границы считался, по-видимому, второстепенным и был отложен на более позднее время. При последующих опробованиях интервалов разрезов вблизи выбранного рубежа фауна конодонтов оказывалась каждый раз несколько иной, граница устанавливалась на разных уровнях и был сделан вывод о необходимости ревизии зон (Vul-

тупск, 1986). Несколько позже в качестве стратотипа границы (GSSP) была представлена точка в разрезе Монтань Нуар (Южная Франция). Точка границы в этом разрезе оказалась на 50 см ниже основания зоны *L. asymmetricus*, что авторы соответствующей публикации рассматривали как пример расхождения намерений и практики при разработке биостратиграфической зональности по конодонтам (Sandberg et al., 1988). Впоследствии специалисты по конодонтам при установлении “стандартных зон” для позднего девона перешли на пальматолеписовую последовательность и нижнюю границу верхнего девона стали проводить внутри зоны *falsiovalis*.

Возможно, специалисты по конодонтам и убедили друг друга в том, что они, наконец, выбрали идеальную границу среднего и верхнего девона. Но убедить геологов-практиков в том, что граница, установленная в одном-двух уникальных разрезах по появлению редко встречающихся видов конодонтов, – это то, что им нужно для повсеместного прослеживания границы среднего и верхнего отделов девонской системы, вряд ли удастся. Если рубеж в основании *L. asymmetricus* еще был более или менее близок к подошве саргаевского горизонта Русской плиты и Западного Урала, то новая “идеальная” граница отделов, проходящая внутри кыновского и тиманского горизонтов, не может быть прослежена нигде. Трудно представить более наглядное доказательство порочности методики “уточнения” границ крупных подразделений МСШ, принятой SDS и Международной комиссией по стратиграфии.

В связи с вновь возникшей проблемой границы среднего и верхнего девона был проведен сравнительный историко-геологический анализ строения разрезов верхнеживетских и франских отложений Евразии и других материков (Караулов, 1989а, б), который показал, что в исследованном интервале можно наметить и широко проследить несколько приблизительно изохронных уровней, соответствующих началу фаз расширения и углубления девонских бассейнов. Наиболее значительным является рубеж, совпадающий с традиционной границей живетского и франского ярусов. Именно с этим уровнем, проходящим в средней части зоны *varcus*, связано резкое изменение в развитии амmonoидей и других групп фауны, а также наземной флоры. М. Хаус, специально изучавший биотические события в эволюции девонских амmonoидей, показал, что с рассматриваемым уровнем связано “событие Таганик” (House, 1985). Выше уже отмечалось, что на этот же рубеж, совпадающий с традиционной, исторически сложившейся границей среднего и верхнего девона, приходится один из двух наиболее ярко выраженных на эвстатических кривых подъемов уровня океана (Johnson et al., 1985; Karaulov, Gretschnikova, 1997).

Граница среднего и верхнего девона, в течение многих десятилетий проводившаяся в основании слоев Фромелен франского яруса или в подошве адорфского яруса, устанавливаемая по появлению амmonoидей рода *Pharciceras* и археоптериевой флоры, четко выраженная в эволюции других групп ископаемых организмов и совпадающая с крупным историко-геологическим событием, должна быть сохранена на традиционном уровне. Изменение этой, одной из наиболее четко и широко прослеживаемых исторически сложившихся границ, рекомендуемое SDS, является опасным прецедентом нарушения правила приоритета, ведущим лишь к дестабилизации.

Выходом из сложившейся ситуации могло бы быть (в соответствии с упоминавшейся выше публикацией в Newsletter № 13) выделение из “нового” живетского яруса его верхней части в качестве самостоятельного фромеленского яруса и обсуждение последующего его возвращения в верхний девон. Фромеленский ярус включает слои Фромелен в Арденнах; формации Тэльфэ и Рюэ северного борта Динантского синклинория, пашийский и тиманский горизонты Русской плиты, пашийский и кыновский горизонты Урала, алчедатский и изылинский горизонты Алтае-Саянской складчатой области, сарыньский горизонт Омuleвского поднятия (северо-восток России). В случае, если эти предложения не найдут отклика в SDS, Межведомственному стратиграфическому комитету России придется самостоятельно принимать трудные решения о границах среднего девона в нашей стране.

Граница девонской и каменноугольной систем долгое время оставалась дискуссионной. В настоящее время она проводится в основании стандартной конодонтовой зоны *sulcata*, которое приблизительно совпадает с границей генозон *Wocklumeria* и *Gattendorphia* и достаточно уверенно прослеживается по палеонтологическим и литологическим признакам. Существенное повышение этой границы по сравнению с принятым ранее в СССР уровнем создает определенные трудности и позволяет ставить вопрос о выделении верхней части “нового”, расширенного фаменского яруса в качестве самостоятельного подразделения (одно из возможных его названий – “струнийский ярус”). Нижняя граница этого подразделения совпадает с основанием гониатитовой зоны *Climentia*, остракодовой зоны *hemisphaerica-trisceratina* и близка к основанию конодонтовой зоны *expansa*. В историко-геологическом отношении этот рубеж соответствует началу крупной трансгрессии. Залегающая выше часть фаменского яруса, относившаяся ранее к низам карбона, включает верхние климениевые известняки и сланцы Тюрингии, сланцы Эпинэ и известняки Этрэн Динантского бассейна, плавский, озерский, хованский и зиганский горизонты Русской

плиты, базальные и брахиоподовые слои тарханской свиты Рудного Алтая и одновозрастные им толщи (Караулов, Гречишникова, 1988).

О НЕУДАЧНОЙ ПРАКТИКЕ УСТАНОВЛЕНИЯ ТОЧКИ ГЛОБАЛЬНОГО СТРАТОТИПА ГРАНИЦЫ ПЕРМИ И ТРИАСА (PT GSSP)

Как известно, при выделении перми и триаса пограничные слои этих систем были установлены в континентальных сериях. Фон Альберти (1834 г.) начинал триас в Западной Европе с красноцветных формаций Бунтзандштейна, перекрывающих соленосный Цехштейн – верхнее подразделение “Пенеенской” системы Омалиуса Д’Аллуа (1831 г.). Спустя семь лет Р. Мурчисон (1841 г.) при выделении в России пермской системы в состав ее верхней части включил, хотя и с некоторым сомнением, континентальные красноцветы, развитые в осевой зоне Московской синеклизы и названные позднее С.Н. Никитиным (1887 г.) “татарским” ярусом. Длительное время эти отложения рассматривались как переходные между пермью и триасом (“пермо-триас”). Позднее было показано, что нижняя часть “татарского” яруса С.Н. Никитина имеет позднепермский возраст и поныне сохранила это название, в то время как его верхняя часть (ветлужская и яренская серия в современной номенклатуре) синхронна нижнему и среднему Бунтзандштейну (Lozovsky, 1997).

Впоследствии при установлении морских этапов триаса в тетической области в качестве нижней границы системы была принята подошва аммонитовой зоны *Otoceras woodwardi*, обнаруженной в Гималаях (Mojsisovich et al., 1895). В бореальной области ставшая известной позднее отоцерова фауна представлена иными видами (*Otoceras concavum* и *O. boreale*), образующими последовательность двух местных зон, первая из которых начинается в Канаде грисбахский ярус нижнего триаса (Tozer, 1967). На северо-востоке России нижняя из этих зон (*Otoceras concavum*) начинается индийский ярус (Кипарисова, Попов, 1956, 1964; Ростовцев, Дагис, 1984), включенный в МСШ в качестве нижнего подразделения триасовой системы. Среди специалистов по аммоноидеям мнение о триасовом возрасте отоцеровых слоев является практически общепринятым (Smith, 1932; Spath, 1935; Кипарисова, Попов (1956, 1964); Kummel, 1957; Tozer, 1967; Ростовцев, Дагис, 1984; Шевырев, 1986, 1990).

Необходимо отметить, что отоцерова фауна повсеместно характеризует нижние части трансгрессивных морских серий, несогласно залегающих на разновозрастных горизонтах перми и более древних отложениях и начинающих мезозойский историко-геологический этап развития. Наиболее отчетливо это зафиксировано в бореальном бассейне (Шпицберген, Восточная Гренландия, остро-

ва Арктической Канады, Восточное Верхоянье (Tozer, 1967; Дагис и др., 1986; Embry, 1991 и др.), менее отчетливо в перигондванской области (Шевырев, Лозовский, 1998).

Параллельно с изучением триаса проходили исследования по биостратиграфии морских отложений верхней перми. В Закавказье в качестве терминального яруса перми был выделен дорашамский (Основные черты..., 1984), а в Китае синхронный ему чаньсиньский (Jin Y.G. et al., 1994), включенный ныне в МСШ. Большинство специалистов до последнего времени проводило границу перми и триаса по подошве зоны *Otoceras woodwardi* и соответственно по кровле дорашамской (чаньсиньской) зоны *Parotiroplites kittli*³, хотя ни в одном из разрезов обе эти зоны в одной последовательности не были встречены. Впервые на пространственную разобщенность паратиролитовой и отоцеровой фауны указал Тозер (Tozer, 1988a,b), который объяснял этот факт существованием повсеместного перерыва, приходящегося либо на конец перми (дорашамский век), либо на начало триаса (раннегрисбахское время). Перед появлением отоцеровой фауны богатая и разнообразная фауна палеозоя вымирает, что, по мнению Тозера, маркирует мировое событие в истории океанов, поскольку “слои выше несогласия (=отоцеровые) совершенно очевидно синхронны, они полностью отвечают понятию хроностратиграфического уровня или репера (datum)” (Tozer, 1988b, с. 255).

В 1981 г. в составе Международной подкомиссии по триасовой стратиграфии была организована специальная рабочая группа во главе с ее председателем Э. Тозером для определения границы триаса и выбора глобального стратотипа и точки (PT GSSP). Ни один из изученных в то время разрезов из-за отсутствия непрерывных морских последовательностей на границе систем не удовлетворял правилам установления GSSP, что прекрасно сознавал Э. Тозер. Первые опросы, проведенные в 1984 г. среди членов вышеназванной рабочей группы, показывали, что подавляющее большинство (16 из 18) склонялось к проведению границы перми и триаса в основании генозоны *Otoceras*. В качестве типового рассматривался разрез ущелья Гирул в Кашмире (Nakazawa et al., 1975), однако палеонтологическая охарактеризованность здесь самых молодых пермских слоев не позволяет сделать определенные заключения.

Затем ситуация стала резко меняться вследствие широкого внедрения в практику стратиграфических исследований результатов изучения ко-

³ В качестве верхней зоны аммонитой шкалы чаньсиньского яруса ныне принята зона *Rotodiscoceras–Pleuronodoceras*, лежащая выше паратиролитовых (псевдотиролитовых) слоев как Китая, так и Закавказья, где она была обнаружена Ю.Д. Захаровым (Zakharov, 1988), что позволило скорректировать верхи дорашамского и чаньсиньского ярусов.

нодонтов. Отсутствие разрезов с последовательным перекрытием паратиролитовой фауны отоцеровой некоторые авторы объясняли тем, что они являются частично или полностью одно-возрастными, при этом Х. Коцур (Kozur, 1989) и Д. Уотерхауз (Waterhouse, 1976) посчитали отоцеровые отложения пермскими. Первые данные по изучению конодонтов пограничных слоев перми и триаса принесли неожиданные результаты и как будто подтвердили эти предположения. Появились указания о находках конодонтов из отоцеровых слоев Гималаев, ошибочно отождествленных с известными в то время формами из бесспорно верхнепермских джюльфинско-дорахамских (-вушапинско-чаньсиньских) слоев (Bhatt, Aroga, 1984 и др.), что впоследствии не подтвердилось (Orchard, Krystin, 1998).

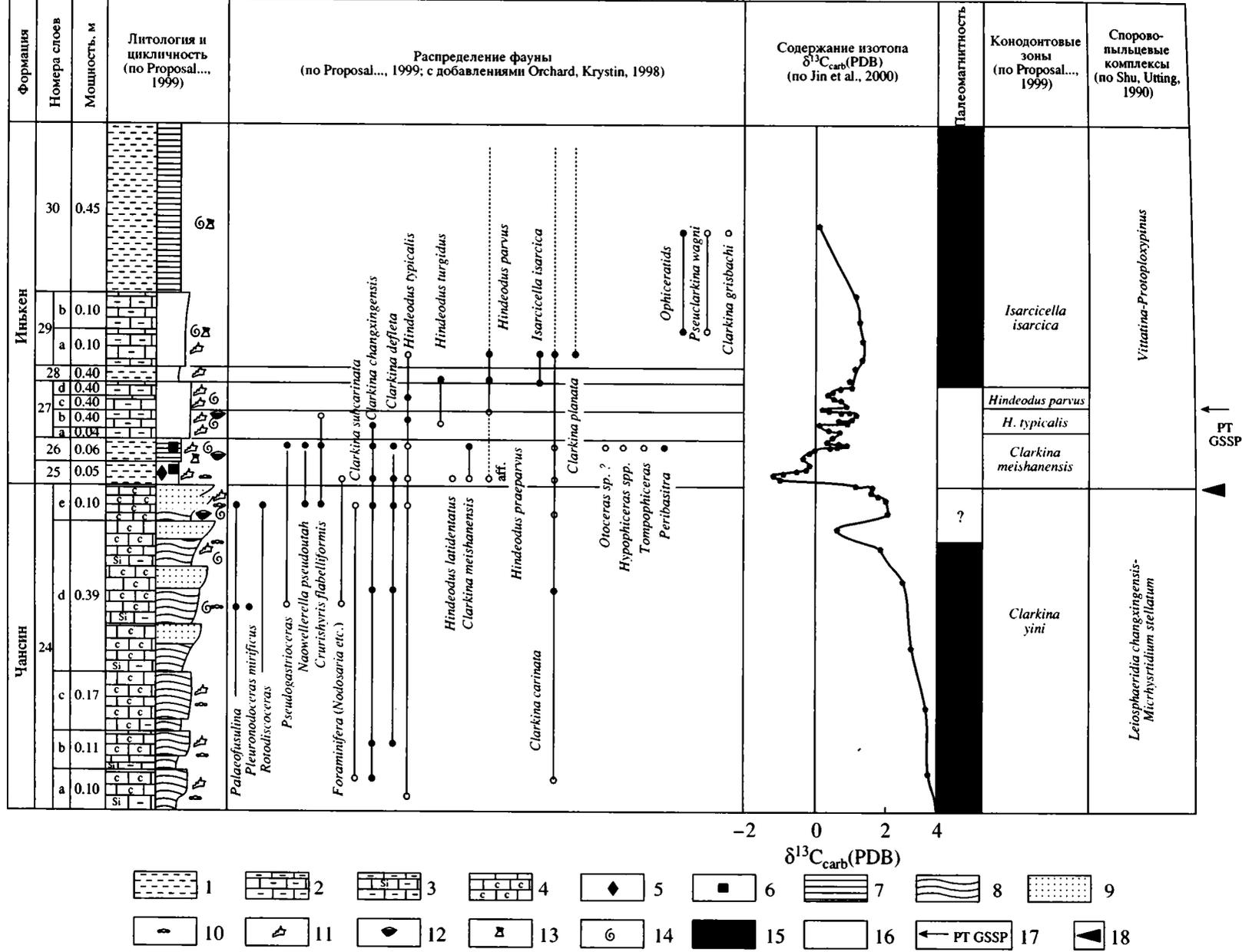
Пытаясь доказать “одновозрастность” зон *Otoceras woodwardi* и *Paratirrolites*, Свит (Sweet, 1979) провел сопоставление пограничных разрезов перми и триаса Кашмира и Соляного кряжа, используя формальный метод графической корреляции Шоу. Абсурдность подобного подхода была настолько очевидной, что Э. Тозер, пользуясь аналогичным методом, убедительно показал, что в обоих разрезах существует перерыв между пермью и триасом, однако он приходится на разные отрезки времени, и никакой “одновозрастности” нет и в помине (неопубликованное письмо к членам триасовой и пермской комиссий (1989 г.). Тем не менее подобные ошибочные идеи получили широкое хождение среди геологов, а конодонтовое “большинство” набрало к этому времени большую силу для принятия удобного ему решения. Так, уже в 1994 г. лишь два члена рабочей группы по пермско-триасовой границе сохранили свое первоначальное (1984 года) мнение о примате отоцеровой фауны, а 13 рассматривали появление конодонтов *Hindeodus parvus* в качестве критерия проведения искомой границы. В ряды сторонников конодонтовой границы перешли и некоторые исследователи, еще совсем недавно отстаивавшие аммонитовый стандарт, например Ю.Д. Захаров (Kozur et al., 1996).

По предложению китайского профессора Иня (Yin, 1985, 1993), сменившего Э. Тозера на посту председателя вышеназванной рабочей группы, для установления PT GSSP был выбран разрез Мейшань (Южный Китай) – рисунок, расположенный на южном склоне одноименной горы в округе Чансин (пров. Чжэнцзян). В этом разрезе на границе систем наблюдается непрерывная последовательность морских отложений. Разрез подробно описан в ряде публикаций, начиная с работ Чжао и др. (Zhao et al., 1981), Шена и др. (Sheng et al., 1984) и кончая прекрасной монографией Иня с соавторами (Yin et al., 1996). Описание его приведено в работе (Шевырев, Лозовский, 1998), графическое изображение дано на рис. 1.

Первоначально китайские исследователи (Sheng et al., 1984) склонялись к мнению о проведении границы перми и триаса в подошве слоя 25 (“Белые глины”), сразу выше которого в слое 26 (“Черные глины”) появляются триасовые аммониты *Otoceras?* sp. и другие формы; наряду с ними продолжают существовать и пермские, включая аммониты *Pseudogastrioceras* и брахиоподы *Neowellera*, *Scurithyris* и др. (явление, неоднократно отмеченное в нижних слоях триаса других регионов). Впоследствии искомая граница была помещена внутри маломощного (16 см) слоя 27 на основании обнаружения на этом уровне конодонтов вида *Hindeodus parvus*, представляющего собой звено “эволюционного морфогенетического ряда” *Hindeodus typicalis* → *H. latidentatus* → *H. parvus* → *Isarcicella turgida* → *I. isarcica* (Kozur, 1990, Yin et al., 1996), что соответствует требованиям для установления Точек глобального стратотипа грани.

Впоследствии данный “ряд” был пересмотрен и стал выглядеть у одних исследователей как *Hindeodus latidentatus praeparvus* → *H. parvus erectus* → *Isarcicella turgida* → *I. staeschei* → *I. isarcica* (Kozur, 1996) либо *Hindeodus latidentatus* → *H. parvus* → *Isarcicella staeschei* → *I. isarcica* с независимой боковой линией *H. priscus* → *H. turgidus* (Wang, 1995, 1996). Наконец, компромиссный ряд, предложенный непосредственно перед голосованием о принятии границы, выглядит как *H. latidentatus* → *H. latidentatus praeparvus* → *H. parvus* → *I. isarcica* (Proposal..., 1999). Подобные проблемы проистекают прежде всего из-за различного понимания специалистами по конодонтам объема вида *H. parvus*, впервые установленного Х. Коцуром и М. Пятаковой в Закавказье в низах кларайевых слоев, откуда происходили аммониты *Ophiceras*⁴. Таксономическая ситуация вокруг этого вида очень запутанна (Wang, 1998). Ныне установлено до шести его морфотипов и подвидов (*Hindeodus parvus erectus*, *H. parvus parvus*, *H. parvus anterodontatus*, *H. parvus meishanensis* и др.), имеющих собственный ранг вертикального распространения. Следовательно, при установлении границы перми и триаса необходимо было прежде всего договориться, какой из них имеется в виду, иначе, как подчеркнул Ванг, мы будем иметь шесть (!) подобных уровней по каждому подвиду или морфотипу. Выход из создавшегося положения, по его мнению, виделся в широком обсуждении поставленных проблем специалистами по конодонтам и выработки согласованного решения, с чем мы полностью согласны.

⁴ Как отметил Ванг (Wang, 1998), в качестве голотипа вида были выбраны две разные формы, и, очевидно, первая из них должна быть валидной. Она отлична от формы, описанной под тем же названием из отоцеровых слоев Кашмира (Matsuda, 1981), что, естественно, вызывает путаницу при ее определении.



Само существование эволюционных линий конодонтов с участием *H. parvus* и его подвидов и морфотипов подвергалось серьезной критике (Baud, 1996; Krystyn, Orchard, 1996; Orchard, Krystyn, 1998; Wang, 1998). Было установлено, что в Спити *H. latidentatus* найден выше *H. parvus*, а *Isarcicella staeshei* встречается на одном уровне с *H. parvus*, в Шанси вид *I. turgida* появляется ниже *H. parvus*. Орчард (Orchard, Krystyn, 1998) вообще не считает вид *H. latidentatus sensu stricto* непосредственным предшественником *H. parvus*, а рассматривает его как представителя отдельной линии развития, идущей от *H. typicalis* в поздней перми; большинство же конодонтов из более молодых слоев, формально отнесенных к *H. latidentatus*, должны, по его мнению, быть причислены к *H. praeparvus*.

Нахождение *H. parvus* в середине слоя 27 мейшанского разреза, как результат его первого появления, также подвергается сомнению. Так, известный китайский специалист по конодонтам Мей (Mei, 1996) переопределил форму из слоя 25 (ранее определявшуюся *H. latidentatus*) как *H. parvus*. Впоследствии Орчард отнес ее к *H. aff. parvus* (Orchard, Krystyn, 1998). Совместно с нею в том же слое встречены впервые появившиеся *Neogondolella (Clarkina) meishanensis* и *N. (Cl.) cf. tulongensis* (Tian). Сочетание мелководных форм (хиндеодусов) и глубоководных неогондолелл позволило ему выделить “смешанные” зоны (*meishanensis-praeparvus* и *meishanensis-parvus*). Подобные зоны одни исследователи, отдающие предпочтение первому появлению *parvus* в качестве меркера границы перми и триаса (Kozur, 1998; Wardlaw, Mei, 1998a,b), рассматривают как последовательно сменяющие друг друга во времени. Другие же (Orchard, Tozer, 1997; Krystyn, Orchard, 1996; Orchard, Krystyn, 1998) обоснованно полагают, что в зависимости от фациальной обстановки разные морфотипы хиндеодусов (*praeparvus* и *parvus*) могут появляться одновременно вместе с первым появлением (FAD) *N. meishanensis* (Селонг, Мейшан?), либо (как в случае Арктической Канады) *parvus* появляется несколько позже события (α datum) в эволюции неогондолелл, фиксирующего появление *Neogondolella meishanensis* и *N. ex gr. teilogae*. В целом же крупные изменения неогондолелловой фауны близки или совпадают (в смешанных биофациях) с первым появлением аммонитов *Otoceras* и конодонтов *H. parvus* либо *H. praeparvus*, и каждый из них может служить указанием на границу перми и триаса. По существу,

аналогичную точку зрения высказал Боу (Baud, 1996). Подтверждением этому служат и недавно появившиеся данные о распределении конодонтов в непрерывном разрезе пограничных слоев перми и триаса Доломитовых Альп. Здесь вид *H. parvus* был ранее установлен в самых верхах пачки Тезеро оолит, выше зоны *H. latidentatus* (= ныне *Hindeodus praeparvus*), что и “маркировало” границу перми и триаса (Kozur, 1989). Ныне же он обнаружен в близком разрезе значительно ниже, почти в основании Тезеро (Nikora, Perri, 1999), что доказывает “плавающий” характер данного вида и невозможность установления только по нему точно фиксированной границы перми и триаса.

Несмотря на вышесказанное, Триасовая подкомиссия совершенно проигнорировала эти “конодонтовые” проблемы и провела письменное голосование по вопросу о том, считаете ли вы возможным поместить PT GSSP в подошву слоя 27 с разреза Мейшаня. Результаты его опубликованы (Gaetani, 2000), при этом из 27 (при общем числе 31) действительных членов, приславших свои ответы, 22 (81%) дали положительный ответ при двух против и 2-х воздержавшихся. Председатель подкомиссии Маурицио Гаэтани остался доволен результатом, который он назвал хорошим, поскольку PT GSSP – первая, принятая для триасовой системы. Результаты голосования одобрены Международной стратиграфической комиссией (ISC), утверждены Международным союзом геологических наук (IUGS) в марте 2001 г., а на месте стратотипа границы в Мейшане в августе 2001 г. торжественно открыт величественный монумент (Yin, Tong, 2001).

Один из авторов настоящей статьи (В.Р. Лозовский), участвовавший в голосовании, прислал особое мнение, высказавшись положительно в отношении мейшанского разреза, однако считающий, что искомая граница должна быть помещена в подошву слоя 25 основания формации Инькен (Yinkeng), согласно перекрывающего известняки Чансинь (Changsing). Ниже приводятся аргументы в пользу этого положения, частично опубликованные ранее (Lozovsky, 1997; Шевырев, Лозовский, 1998).

Эта граница четко прослеживается в Южном Китае и легко картируется. Видимо, не случайно именно здесь китайские исследователи первоначально и помещали границу перми и триаса (Sheng et al., 1984). Основная позднепермская фауна выше слоя 24 вымирает, включая фузулиниды Paleo-

← Характеристика разреза Мейшан (Южный Китай), где выбрана точка глобального стратотипа границы перми и триаса.

1 – глина; 2–4 – известняки: 2 – глинистые, алевроитовые, 3 – доломитизированные, 4 – органогенно-обломочные; 5 – вулканические частицы; 6 – β -кварц; 7–9 – слоистость: 7 – горизонтальная; 8 – волнистая; 9 – градиционная; 10 – фузулиниды; 11 – конодонты; 12 – брахиоподы; 13 – двустворки; 14 – аммоидеи; 15–16 – намагниченность: 15 – прямая; 16 – обратная; 17 – принятый вариант границы перми и триаса; 18 – предлагаемый вариант границы перми и триаса.

fusulina, верхнепермские цератиты зоны Rotodiscoceras–Pleuonodoceras (за исключением формы широкого распространения Pseudogastriceras) и большинство пермских брахиопод, хотя некоторые из последних переходят рассматриваемую границу.

В слое 26 появляется новая ассоциация, названная китайскими исследователями фауной Nurophiceras (Yin et al., 1996). Она включает аммонидеи Otoceras ? sp., Nurophiceras cf. martini Trümpy, N. changxingense Wang, Metopficeras sp., Pseudogastriceras sp., Tomprophiceras sp. Такой причудливый состав данного комплекса, состоящего из смешения типично триасовых и одной позднепермской формы, является, по мнению Шевырева (1999, 2000), результатом их ошибочного определения. По нашему мнению, наличие на этом стратиграфическом уровне аммонитов, определенных как Otoceras ? sp., Nurophiceras и близких родов, совершенно закономерно. Данное сообщество, именуемое китайскими специалистами (Yang et al., 1996, с. 49–56) фауной Nurophiceras, рассматривают как важную биостратиграфическую единицу, эквивалентную низам зоны Otoceras woodwardi Спити, зонам O. conspavum boreального бассейна и Nurophiceras Восточной Гренландии, т.е. *отложениям, традиционно считавшимся древнейшими слоями нижнего триаса*.⁵

Появление в центральных областях Тетиса бореальных аммонитов Otoceras объясняется следствием проникновения сюда холодных вод из высоких широт, с чем и связывается исчезновение многих теплолюбивых пермских организмов (Kozur, 1998). Парадоксальный на первый взгляд вывод китайских авторов о позднепермском возрасте данной аммонитовой ассоциации базируется, главным образом, на *стратиграфическом положении вмещающих слоев ниже принятой конодонтовой границы по появлению Hindeodus parvus*, а также на ассоциации с ними пермских бра-

⁵ В Бореальной и Тетической областях для отоцероидных слоев приняты зональные шкалы, основанные на разных видах Otoceras. В бореальной общепринята схема Тозера, выделившего две зоны (Otoveras conspavum и O. boreale). Первый из этих видов O. conspavum, несомненно, появляется несколько раньше O. boreale, в середине отоцероидных слоев оба вида сосуществуют одновременно (Henderson, Baud, 1996), а в более высоких слоях прослеживается лишь O. boreale, заходя в низы вышележащей офицероидной зоны. В тетической области выделены также две зоны (O. latilobatum и O. woodwardi).

Взаимная корреляция верхних отоцероидных зон обоих бассейнов достаточно надежна и обеспечивается, прежде всего, одинаковым эволюционным уровнем развития аммонитов Otoceras woodwardi и O. boreale, очень близких между собой как по форме раковины, так и по строению лопастной линии, поэтому их можно считать одновозрастными (Шевырев, Лозовский, 1998). Некоторые авторы (Dagys, 1994; Шевырев, 2000) считают зону O. conspavum древнее, чем O. woodwardi, большинство же авторов (Yin, 1993; Orchard, Krystin, 1998 и др.) рассматривают их как одновозрастные. С последним хорошо согласуются и данные по конодонтам, приведенные в последней работе.

хиопод и двустворок, две из которых пермские, а третья, вновь появившаяся новая форма (Pteria ussurica variabilis Chen et Lan) чрезвычайно близка к триасовым Claraia⁶.

Предлагаемая граница в мейшанском разрезе маркируется и сменой конодонтовой фауны глубоководной неогондолелловой шкалы: верхнечансинская зона Clarkina yini сменяется зоной Clarkina meishanensis (Orchard, Crystyn, 1998; Mei et al., 1999). Этому рубежу в мелководной (хиндеодусовой) шкале нижней части зоны meishanensis отвечает зона Hindeodus praeparvus⁷, выше которой помещается пресловутая зона H. parvus. Кроме переходных слоев мейшанского разреза (слои 25–28), “комплексная” зона meishanensis–praeparvus характеризует отложения зон Otoceras conspavum – O. boreale Арктической Канады, O. latilobatum Селонга, O. woodwardi Гималаев, что подтверждает вышеотмеченную корреляцию по аммонитам. Конодонтовая граница в подошве слоя 25 и его эквивалентах, основанная на появлении комплекса форм, включая глубоководные и мелководные, гораздо более надежна, чем установленная по единственному виду H. parvus, объем которого к тому же понимается разными исследователями по-разному, о чем писалось выше. Новые исследования конодонтов Мейшанского разреза позволили обнаружить два новых вида хиндеодусов, появляющихся начиная со слоя 26 (Metcalf et al., 2001), что дополнительно подчеркивает значимость предлагаемого рубежа.

Спорово-пыльцевой комплекс мейшанского разреза, полученный из верхов формации Чансин (Ouyang, Utting, 1990), достаточно беден. Он включает акритархи широкого стратиграфического диапазона и мнеспоры, известные из верхнепермских отложений Китая. Наибольший интерес представляет нахождение в верхних горизонтах формации большого количества “грибных” остатков Tumulicysta stoschiana Valme, вспышка которых (так называемый грибной пик (“fungal spike”), зарегистрированный в большинстве районов мира на границе перми и триаса как в морских, так и континентальных фациях, является прекрасным глобальным маркером (Wood, Mangerud, 1994; Ярошенко, Лозовский, 1997; Lozovsky et al., 2001)⁸. Спорово-пыльцевой комплекс из вы-

⁶ Ранее указывавшиеся из этих же слоев такие триасовые формы, как Claraia sp., Eumorphotis sp. (Sheng et al., 1984), в последующих публикациях не приводятся.

⁷ Коцур (Kozur, 1998) именует ее комплексной зоной Clarkina meishanensis – Hindeodus latidentatus praeparvus.

⁸ Присутствие на том же уровне отрицательных аномалий $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ объясняется следствием позднепермской регрессии, и последовавшем окислении органического вещества на осушенных шельфах. Это привело к увеличению содержания углекислого газа в атмосфере и уменьшению кислорода в системе океан – атмосфера, что благоприятно сказалось на массовом развитии грибов как на суше, так и в водных бассейнах.

шележащих слоев Мейшаня, начиная со слоя 25 (*Vittatina-Protohaploxyrinus*) носит смешанный характер из-за присутствия большого числа верхнепермских форм, однако содержит типичные нижнетриасовые виды. В целом он имеет большое сходство с ассоциацией *Protohaploxyrinus* из низов оточерковых слоев Восточной Гренландии (Balme, 1980), в меньшей степени с комплексами из низов триаса Западной Канады (Jansonius, 1962) и Канадского Арктического архипелага (Utting, 1989); его возраст считается раннегрисбахским (Shu, Utting, 1990).

Как оточерковые слои Арктической Канады (Ogg, Steiner, 1989), так и смешанные слои Китая (Yin et al., 1996) обладают в целом прямой полярностью (магнитозона N1T), сменяющейся выше на обратную примерно с уровня офицеровых слоев. Внутри этой нормальной зоны установлен кратковременный отрицательный эпизод, отвечающий в Мейшанском разрезе интервалу слоев 25–27 (Zhu, Lio, 1999), прослеживаемый в древнейших горизонтах континентальных серий (Lozovsky et al., 2001).

Искомая граница в мейшанском разрезе совпадает с двумя крупными событиями – вспышкой вулканизма и сменой позднепермской регрессии трансгрессией. Некоторые исследователи связывают первое событие с пиком трапшового вулканизма на Сибирской платформе. На этом же рубеже Ван (Wang, 1996) выделяет и литостратиграфическую границу, обусловленную сменой карбонатной седиментации на терригенно-карбонатную. Здесь же отмечена отрицательная аномалия $\delta^{13}C$, с которой обычно связывают резкое падение продуктивности морского планктона и великое массовое вымирание.

Даже если оставить на время в стороне проблемы возраста аммонитовой фауны *Nuroniceras* и вопрос о “гуляющем” по разрезу уровне первого появления *N. parvus*, для непредвзятого исследователя должно быть совершенно ясно, что граница между 24 и 25 слоями в разрезе Мейшань, соответствующая началу резкого углубления бассейна и широкой трансгрессии, является именно тем главным событийным рубежом, который находится внутри перерыва, отделяющего заведомо пермские отложения от триасовых в стратотипических регионах. Он разделяет крупные этапы развития лито- и биосферы и с историко-геологических позиций представляет собой наилучший уровень для проведения границы этих систем в непрерывном разрезе.

Следует особо сказать о том, что рассматриваемая граница может быть широко прослежена в континентальных сериях (Граница перми и триаса, 1998, Lozovsky et al., 2001). Корреляция континентальных разрезов с морскими происходит через основание горизонта Тезеро оолит Доломитовых Альп, в котором в совместном нахождении обна-

ружены конодонты *Hindeodus praeparvus*, древнейшие нижнетриасовые спорово-пыльцевые комплексы и мегаспоры *Otynisporites eotriassisus* Fugl. Последние две ассоциации встречаются как в подошве ветлужской серии Восточной Европы, так и в основании Западноевропейского Бунтзандштейна – исторического стратотипа триасовой системы. Необходимо подчеркнуть, что именно с этой границей (основанием ветлужской серии на Восточно-Европейской платформе и основанием Бунтзандштейна Западной Европы) связана перестройка структурного плана (Лозовский, 1985).

Положение о выборе GSSP (Remane et al., 1996) предусматривает обсуждение нескольких кандидатов из предлагаемых нескольких непрерывных разрезов, наилучшему из которых должно быть отдано преимущество. Рассмотрев оба варианта границы перми и триаса в Мейшанском разрезе (принятый большинством голосов внутри слоя 27 и предлагаемый в подошве слоя 25), мы приходим к выводу о несомненных преимуществах второго. Однако этот вариант даже не обсуждался STS, а поспешность принятого решения вызывает не только сожаление, но и сомнения в истинных мотивах голосования. Совершенно очевидно, что один биостратиграфический критерий установления границы систем, в основе которого лежит сомнительная, отрицаемая многими специалистами эволюционная линия одного из родов конодонтов при полном игнорировании таких традиционных групп, как аммоноидеи, а также историко-геологических критериев, может привести и уже привел к полной невозможности ее установления, как, например, на обширных пространствах северо-востока России, где в основании трансгрессивной серии нижнего триаса известна оточерковая фауна, а “руководящие формы” конодонтов отсутствуют.

Неоднократно уже обращалось внимание на то обстоятельство, что триасовый период, как и позднепермский, характеризовался широким развитием континентальных серий. Анализ континентальных разрезов мира (Граница перми и триаса..., 1998) показал, что внутри них, как и в морских сериях, отмечен перерыв. В большинстве случаев толщи, лежащие выше перерыва, начинаются со слоев, корреляция которых с оточерковыми в морских сериях достаточно надежна и осуществляется с помощью разных методов (экотонного, спорово-пыльцевого, палеомагнитного).

Помещение границы перми и триаса на какой-то более высокий уровень, как это произошло в Мейшане, привело к тому, что граница систем оказалась совершенно потерянной, о чем один из авторов неоднократно предупреждал (Lozovsky, 1997, 1998; Граница перми и триаса..., 1998). Нынешняя ситуация, вызванная решением Триасовой подкомиссии, отбрасывает нас на сто лет на-

зад, когда для пограничных серий палеозоя и мезозоя применялся термин “пермотриас”. Повидимому, это вполне устраивает руководство Международной стратиграфической комиссии, но мы с такой постановкой вопроса никак не можем согласиться.

Не успели стихнуть аплодисменты по случаю открытия монумента PT GSSP, как многие исследователи за рубежом начали осознавать, к каким неприятным последствиям привело это поспешное и непродуманное решение. Так, например, переизучение китайского разреза Шанси (Shangsi) на севере провинции Сычуань, отчетливо коррелируемого по основным маркирующим горизонтам (“белые” глины, “черные” глины, фауна *Nuropliceras*) с мейшанским, показало, что здесь появление конодонтов *Hindeodus parvus* происходит на 5 м выше, чем в Мейшане. Это приводит исследователей к выводу о возможном отсутствии в последнем значительной “допарвусовой” части разреза (Metcalf et al., 2001). В этом случае установленная PT GSSP не отвечает требованиям Международного стратиграфического кодекса!

Решение о проведении границы перми и триаса вызывает необходимость срочного изменения объема традиционного подраздела бореального нижнего триаса – грисбахского яруса, внутри которого в разрезах Арктической Канады был обнаружен *H. parvus*. Сделать же это практически при отсутствии какой-либо связи принятого рубежа с событийным уровнем (массовым вымиранием, “грибным” эпиходом и др.) либо с какой-либо физической границей, обусловленной резким изменением фаций или сменой зон магнитной полярности, представляется автору весьма затруднительным (Baud, 2001).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные примеры показывают, что принципы уточнения общей стратиграфической шкалы представляют не только абстрактно-теоретический интерес, а непосредственно отражаются на практике проведения геолого-съёмочных и других геологических исследований. Возможно, для некоторых стран этот вопрос не так актуален, как для России с ее огромными пространствами, еще далеко не достаточно изученными в геологическом отношении. Но в нашей стране, где широко разворачиваются работы по переизданию Государственной геологической карты масштаба 1 : 200000, он имеет первостепенное значение. Если границы ни одной из картируемых единиц не совпадают с границами ярусов, отделов и систем общей стратиграфической шкалы, невольно возникает вопрос – а для чего, собственно, нужна такая шкала и как она соотносится с реальными границами и геологической историей конкретного региона? Все разговоры о необходимос-

ти глобального хроностратиграфического стандарта, как общей системы отсчета для корреляции изучаемых толщ, разбиваются о геологическую практику, которая не позволяет проследить “идеальные” уровни, установленные в уникальном разрезе по первому появлению произвольно (по договоренности) выбранного палеонтологического вида.

Мы не против практики установления Точек глобального стратотипа границы, как это может показаться при чтении некоторых разделов данной статьи. Подобные точки нужны как своеобразные реперы, детализирующие и уточняющие отдельные интервалы геологической истории. Подобная роль в существующей практике отводится так называемым “Вспомогательным стратотипическим точкам” (Auxiliary Stratotype Points). Однако мы категорически против поспешного вбивания “золотых гвоздей”, практики, ставшей самоцелью для Международной стратиграфической комиссии. Необходимость усовершенствования общей стратиграфической шкалы, как идеального полного разреза верхней части земной коры, используемого для сравнения с ним и корреляции конкретных стратиграфических разрезов, сомнений не вызывает. Наши возражения и активный протест вызывает другое – попытки радикальной переделки традиционно сложившейся шкалы путем выбора совершенно искусственных, случайных границ с ничтожным корреляционным потенциалом, полный отказ от регионально-стратиграфического принципа установления объема и границ геологических систем, отделов и ярусов и игнорирование принципа приоритета, охраняющего их стабильность.

Очень хорошо высказался по этому поводу В.А. Красилов: “На практике хроностратиграфические границы сейчас пытаются совмещать с геосторическими рубежами, признаки которых используются для корреляции. Точечный стратотип, установленный где-то вблизи естественного рубежа, остается лишь памятником работы Международной стратиграфической комиссии. Если смысл хроностратиграфической процедуры заключается в выработке универсальных стандартов, которые могли бы служить общим для всех стратиграфов языком, то подобный искусственный язык напоминает эсперанто, без которого, как показывает опыт международного общения, вполне можно обойтись. Увлечение эсперанто давно прошло, поскольку даже несовершенное владение естественным языком несравненно больше способствует взаимопониманию, чем переход на искусственный” (Красилов, 1999, с. 7).

Если международные геологические организации упорно придерживаются концепции, принятой под нажимом представителей стран, занимающих в них ключевые позиции, и не желают считаться с иными подходами (что является отра-

жением не столько науки, сколько политики), национальным геологическим службам стоит задуматься о том, следует ли слепо следовать всем их решениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богословский Б.И.* Значение амmonoидей для уточнения границы нижнего и среднего девона, объема эйфельского яруса и корреляции соответствующих отложений // Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. С. 24–29.
- Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы // Материалы к Международному симпозиуму “Верхнепермские стратотипы Поволжья” / Отв. ред. Лозовский В.Р. и Есаулова Н.К. М.: Геос, 1998. 246 с.
- Граница силура и девона и биостратиграфия силура. Тр. III Международного симпозиума. Т. I. Л.: Недра, 1971. 282 с.
- Дагис А.С., Дагис А.А., Казаков А.М. и др.* Биостратиграфия нижнего инда Восточного Верхоянья // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока // Новосибирск: Наука, 1986. С. 21–31.
- Жамойда А.И.* О новом издании Международного руководства по стратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. № 5. С. 93–101.
- Жамойда А.И., Меннер В.В.* Две основные тенденции разработки стратиграфической классификации // Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1974. С. 145–151.
- Жамойда А.И., Моисеева А.И.* Международное руководство по стратиграфии и Стратиграфический кодекс СССР – сходство и различие // Сов. геология. 1980. № 1. С. 55–65.
- Караулов В.Б.* Тектонический анализ девонских формаций Урало-Монгольского пояса. М.: Недра, 1988. 183 с.
- Караулов В.Б.* Особенности строения отложений живецкого и франского ярусов в связи с проблемой границы среднего и верхнего девона. Статья I. Западная часть СССР // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989а. № 1. С. 38–47.
- Караулов В.Б.* Особенности строения отложений живецкого и франского ярусов в связи с проблемой границы среднего и верхнего девона. Статья II. Восточная часть СССР и некоторые зарубежные страны // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989б. № 7. С. 15–28.
- Караулов В.Б.* О принципах установления и прослеживания границ отделов и систем (на примере девонской системы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 2. С. 90–95.
- Караулов В.Б., Гречишников И.А.* Особенности строения фаменских и турнейских отложений СССР и проблема границы девона и карбона // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и техника. 1988. С. 236–246.
- Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н.* Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109. № 4. С. 842–845.
- Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н.* Проект расчленения нижнего отдела триаса на ярусы // Стратиграфия верхне-
- го палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций. М.: Недра, 1964. С. 91–99.
- Красилов В.А.* Противоречия в методических установках современной стратиграфии // Вопросы общей стратиграфической корреляции: Межвуз. сб. науч. тр. / Ред. Очев В.Г. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1999. С. 3–17.
- Левен Э.Я.* О возможностях использования глобальной ярусной шкалы пермской системы в пределах Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 2. С. 15–29.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 530 с.
- Лозовский В.Р.* Триасовый этап развития Восточно-Европейской платформы. Изв. вузов. Геология и разведка. № 10. 1985. С. 41–47.
- Международный стратиграфический справочник / Ред. Хедберг Х. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Мейен С. В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Меннер В.В.* К истории становления “Международного стратиграфического справочника” // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 7. С. 78–86.
- Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. 202 с.
- Основные черты стратиграфии пермской системы. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 286. 1984. 280 с.
- Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Девонская система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 60 с.
- Ржонсницкая М.А.* Современное состояние проблемы нижнего яруса среднего девона и задачи выездной сессии Комиссии МСК по девонской системе // Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. С. 5–23.
- Розанов А.Ю.* Граница докембрия и кембрия // Границы геологических систем. М.: Наука, 1976. С. 31–53.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др.* Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. 380 с.
- Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С. и др.* Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 21–31.
- Ростовцев К.О., Дагис А.С.* Стандарт нижнего триаса // 27 Международный геол. конгресс. Москва 4–14 августа 1984. Стратиграфия. Секция С. 01. Докл. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 79–86.
- Сборник тезисов докладов. Симпозиум “Эвстатические колебания уровня мирового океана в девоне. М.: ПИН РАН. 1994. 61 с.
- Соколов Б.С.* Очерки становления венда. М.: KMK Scientific Press Ltd, 1997. 156 с.
- Соколов Б.С., Жамойда А.И., Барсков И.С. и др.* Главные стратотипы докембрия и палеозоя и критерии определения их границ в СССР Геонауки в СССР: Сб. статей АН СССР. Мингео СССР, Нац. Комитет геологов СССР. М.: Недра, 1992. С. 6–40.
- Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.
- Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.

- Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн. 1. М.: Недра, 1973. 520 с.
- Шевырев А.А.* Триасовые аммоноидеи. М.: Наука, 1986. 184 с.
- Шевырев А.А.* Аммоноидеи и хроностратиграфия триаса. М.: Наука, 1990. 179 с.
- Шевырев А.А.* Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Статья 1. Борейальные разрезы базального триаса и их сопоставление с пограничными разрезами Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 14–27.
- Шевырев А.А.* Нижняя граница триаса и ее корреляция в морских отложениях. Статья 2. Пограничные разрезы Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 55–65.
- Шевырев А.А., Лозовский В.Р.* Граница перми и триаса в морских сериях // Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. Матер. к международному симпозиуму “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. М.: Геос, 1998. С. 184–209.
- Ярошенко О.П., Лозовский В.Р.* Изменение палинофлоры на границе перми и триаса Московской синеклизы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 43–57.
- Balme B. E.* Palynology of Permian-Triassic boundary beds at Kap Stosch, East Greenland // Medd. Gronland. 1980. V. 200. № 6. P. 1–37.
- Baud A.* The Permian-Triassic boundary: recent developments, discussions and proposals // *Albertiana*. 1996. № 11. P. 8–11.
- Baud A.* The new GSSP, base of the Triassic: some consequences // *Albertiana*. 2001. № 26. P. 4–6.
- Bhatt D.K., Arora R.K.* Otoceras bed of Himalaya and Permian-Triassic boundary // *J. Geol. Soc. India*. 1984. V. 25. № 11. P. 720–727.
- Bultynck P.* Accuracy and reliability of conodont zones: the *Polygnathus asymmetricus* “Zone” and the Givetian-Frasian boundary // *Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belg. Sci. terre*. V. 56. 1986. P. 269–280.
- Dagys A.* Correlation of the lowermost Triassic // *Albertiana*. 1994. № 14. P. 38–44.
- Embry A.F.* Mesozoic history of the Arctic Island // *Geology of the Innuitan Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland* / Ed. Trettin H.P. *Geol. Surv. of Canada*. 1991. P. 371–434.
- Gaetani M.* From the Chairman // *Albertiana*. 2000. № 24. P. 4.
- Henderson C., Baud A.* Correlation of the Permian-Triassic boundary in Arctic Canada and comparison with Meishan, China / Eds. Naiwen W. and Remane J. *Stratigraphy: Proceeding of the 30 IGC*. 1996. V. 11. Beijing, VSP. P. 143–152.
- House M.R.* Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations // *Nature*. 1985. V. 313. P. 17–22.
- International Stratigraphic Guide* / Ed. Hedberg H.D. New York: John Wiley and Sons, Inc. 1976. 200 p.
- International Stratigraphic Guide. Second Edition* / Ed. Salvador A. *Geol. Soc. America Inc*. 1994. 214 p.
- Jansonius J.* Palynology of Permian and Triassic sediments, Peace River area, Western Canada // *Palaeontographica*. 1962. Abt B, Bd. 110. P. 35–98.
- Jin Y.G., Glenister B.F., Kotlyar G.V., Sheng Jin-zhang.* An operational scheme of Permian Chronostratigraphy // *Palaeoworld*. 1994. № 4. P. 1–13.
- Jin Y.G., Wang Y., Wang W. et al.* Pattern of Marine Mass Extinction near the Permian-Triassic boundary in South China // *Science*. 2000. V. 289. P. 432–436.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A.* Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. V. 96. № 5. P. 567–587.
- Karaulov V.B.* Recognition of transgressive and regressive complexes in section of geosinclinal sequences // *Int. Geology Rev.* 1977. V. 19. № 6. P. 654–660.
- Karaulov V.B., Gretschischnikova I.A.* Devonian eustatic fluctuation in North Eurasia // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 1997. Bd. 199. Frankfurt a.M. P. 13–23.
- Kozur H.W.* The Permian-Triassic boundary in marine and continental sediments // *Zbl. Geol. Palaont.* 1989. Teil 1. Stuttgart. P. 1245–1277.
- Kozur H.* The main events in the Permian and Triassic conodont evolution and its bearing to the Upper Permian and Triassic stratigraphy // *Riv. ital. paleontol. e stratigr.* 1990. V. 85. № 3–4. P. 741–766.
- Kozur H.* Some remarks to the Permian Standard Scale. Guadalupian 11. Alpine, Texas. April 10–13. 1996. P. 7–15.
- Kozur H.W.* Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary // *Palaeo*. 1998. V. 143. P. 227–272.
- Kozur H., Ramovs A., Wang Ch., Zakharov Yu.D.* The importance of *Hindeodus parvus* (Conodonta) for the definition of the Permian-Triassic boundary and evaluation of the proposed section for a global stratotype section and point (GSSP) for the base of the Triassic // *Geologija*. 1996. V. 37–38. S. 173–213.
- Krystyn L., Orchard M.* Lowermost Triassic ammonoid and conodont biostratigraphy of Spiti, India // *Albertiana*. 1996. № 17. P. 10–21.
- Kummel B.* Suborder Ceratitina Hyatt, 1884 // *Treatise on invertebrate paleontology*. *Geol. Soc. Amer.: Univ. Kansas Press*, 1957. Pt. L. P. 130–185.
- Lozovsky V.R.* The Permian-Triassic boundary in continental sequences // *Proceeding XIII Intern. Congress on the Carboniferous and Permian*. 1997. Part. 1. Warszawa. P. 51–62.
- Lozovsky V.R.* The Permian-Triassic boundary in the continental series of Eurasia // *Palaeo*. 1998. V. 143. № 3. P. 273–283.
- Lozovsky V.R., Krassilov V.A., Afonin S.A. et al.* Transitional Permian-Triassic deposits in European Russia and non-marine correlations // *Natura Bresciana. Ann. Mus. Civ. Sc. Nat.: Brescia, Monografia*. 2001. № 25. P. 129–138.
- Matsuda T.* Early Triassic conodonts from Kashmir, India. Pt. 1, *Hindeodus* and *Isarcicella* // *J. Geosci. Osaka City Univ.* V. 24. № 3. P. 75–108.
- Mei S.* Restudy of conodonts from the Permian-Triassic boundary beds at Selong and Meishan and the natural Permian-Triassic boundary / Eds. Wang H., Wang X. *Centennial Memorial Volume of Prof. Sun Yinzhu. Palaeontology and Stratigraphy*. China Univ. of Geosciences Press. 1996. P. 141–148.
- Metcalfe I., Nicoll R.S., Mundil R. et al.* The Permian-Triassic boundary & mass extinction in China // *Episodes*. 2001. V. 24. № 4. P. 239–243.
- Mojsisovics E., Waagen W., Diener C.* Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems //

- Sitzungsb. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturwiss. Kl. 1895. Bd. 104. Abt. 1. S. 1–32.
- Nakazawa K., Kapoor H.M., Ishii K. et al.* The Upper Permian and the Lower Triassic in Kashmir, India // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. Miner. 1975. V. 42. № 1. P. 1–106.
- Nicora A., Perri M.C.* Conodonts // Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites. Field Guidebook 13–15 September 1999. Earth Sc. Departm. Pavia Univ. 1999. P. 97–100.
- Ogg V.G., Steiner M.B.* Early Triassic Magnetic Polarity Time Scale // Earth and Planet. Sci. Letters. Wyoming. 1989. 21 p.
- Orchard M.J., Krystyn L.* Conodonts of the Lowermost Triassic of Spiti, and New Zonation based on Neogondolella successions // Riv. Ital. Paleontol. e Stratigr. 1998. V. 104. № 3. T. 1–6. P. 341–368.
- Orchard M.J., Rieber H.* Miltielement Neogondolella (Conodonta, upper Permian-middle Triassic) // Bull. de la Soc. Paleontol. Ital. 1998. V. 37. № 2–3. P. 475–488.
- Orchard M.J., Tozer E.T.* Triassic conodont biochronology, its calibration with the Ammonoid standard, and a biostratigraphic summary for the Western Canada sedimentary basin // Bull. Canad. Petrol. Geol. 1997. V. 45. № 4. P. 676–692.
- Proposal on the Permian–Triassic boundary Stratotype. Special Publication of the Permian–Triassic Working Group, SPS. 1999. 17 p.
- Remane J., Bassett M.J., Cowie J.W. et al.* Guidelines for establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ISC) (Revised) // Permophiles. 1996. № 29. P. 26–30.
- Sandberg Ch.A., Ziegler W., Bultinck P.* Middle-upper Devonian series boundary as an example of intent and reality in biostratigraphic zonation. // Newsl. stratigr. 1988. V. 18. № 2. P. 117–121.
- Sheng J., Chen Ch., Wang Y. et al.* Permian–Triassic boundary in Middle and Eastern Tethys // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1984. V. 21. P. 133–181.
- Shu Q., Utting J.* Palynology of Upper Permian and Lower Triassic rocks, Meishan, Changxing County, Zhejiang Province, China // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1990. V. 66. P. 65–103.
- Smith J.P.* Lower Triassic ammonoids of North America // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1932. № 167. 199 p.
- Spath L.F.* The Ammonoidea of the Triassic. Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History). London, 1934. Pt. 4. 521 p.
- Sweet W.C.* Graphic correlation of Permian–Triassic Rocks in Kashmir, Pakistan and Iran // Geol. and Paleontol. 1979. V. 13. P. 239–248.
- Tozer E.T.* A standard for Triassic time // Bull. Geol. Surv. Canada. 1967. № 156. 103 p.
- Tozer E.T.* Definition of the Permian – Triassic (P/T) boundary: the question of the age of the Otoceras beds // Mem. Soc. geol. Ital. 1988a. V. 34. P. 291–301.
- Tozer E.T.* Toward a definition of the Permian–Triassic boundary // Episodes. 1988b. V. 11. № 3. P. 251–225.
- Utting J.* Preliminary palynological zonation of surface and subsurface sections of Carboniferous, Permian and lowest Triassic rocks, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // Geol. Surv. Canada. 1989. Pap. 89–1G. P. 233–240.
- Wang Ch.* Conodonts of Permian – Triassic boundary beds and biostratigraphic boundary // Acta palaeontol. sinica. 1995. V. 34. № 2. P. 129–151.
- Wang Ch.* Conodont evolutionary lineage and zonation for the latest Permian and the earliest Triassic // Permophiles. 1996. № 29. P. 30–37.
- Wang Ch.* Hindeodus parvus: Advantages and Problems // Permophiles. 1998. V. 32. P. 8–14.
- Wardlaw B.R., Mei S.* Evolution in the Hindeodus apparatus in the uppermost Permian and Lowermost Triassic // Permophiles. 1998. P. 5.
- Wardlaw B., Mei S.* Clarkina (conodonts) Zonation for the Upper Permian of China // Permophiles. 1998. № 31. P. 3–4.
- Waterhouse J.B.* Permian–Triassic boundary in New Zealand // N.Z.J. Geol. Geophys. 1976. V. 19. № 3 P. 373–384.
- Wood G.D., Mangerud G.* The Permo-Triassic mycofloral-spore: palynological evidence of a possible crisis event // Intern. Sympos. on Permian stratigraphy, environments and Resources. With Intern. meeting of Pangea project GSGP, IGCP 306 et 359. August 28–31. Guiyang, China. Abstr. 1994. P. 9–40.
- Yang Z., Yang F., Wu Sh.* The ammonoid Hypophiceras fauna near the Permian–Triassic boundary at Meishan section and in South China: stratigraphic significance. Palaeozoic–Mesozoic boundary: Candidates of the global stratotype section and the Permian–Triassic boundary. Wuhan : China Univ. Geosci. Press, 1996. P. 49–56.
- Yin H.* On the transitional bed and the Permian–Triassic boundary in South China // Newsl. Stratigr. 1985. V. 15. № 1. P. 13–27.
- Yin H.* A proposal for the global stratotype section and point (GSSP) of the Permian–Triassic boundary (Chinese working group on the Permian–Triassic boundary) // Albertiana. 1993. № 11. P. 4–30.
- Yin H. (Editor).* The Paleozoic–Mesozoic boundary Candidate of Global Stratotype section and point of the Permian–Triassic boundary // Chins Univ. Wuhan: Geoscience Press, 1996. 137 p.
- Yin H., Zhang K., Wu Sh., Peng Yu.* Global correlation and definition of the Permian–Triassic boundary. Palaeozoic–Mesozoic boundary: candidates of the global stratotype section and point of the Permian–Triassic boundary. Wuhan: China Univ. Geosci. Press, 1996. P. 3–28.
- Zhao J.K., Sheng J.C., Yao Z.Q. et al.* The Changhsingian and Permian–Triassic boundary of South China. Bull. Nanjing Inst. Geol. Palaeontol. Acad. Sin. 1981. № 2. P. 1–95.
- Zakharov Y.D.* Type and holotype of the Permian–Triassic boundary // Mem. geol. ital. 1988. V. 34. P. 227–235.
- Zhu Y., Liu Y.* Magnetostratigraphy of the Permian–Triassic boundary section at Meishan, Changxing, Zhejiang Province / Eds. Yin and Tong. Pangea and the Paleozoic–Mesozoic transition. China Univ. of Geosci. Press. 1999. P. 79–84.
- Ziegler W., Klapper G.* Stages of the Devonian System // Episodes. 1985. V. 8. № 2. P. 104–109.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.72:561.2 (571.51)

ОКРЕМНЕННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ ЮДОМСКОЙ СЕРИИ ВЕНДА УЧУРО-МАЙСКОГО РЕГИОНА СИБИРИ: ФАЦИАЛЬНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ВОЗМОЖНОСТИ

© 2002 г. В. Н. Сергеев

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 27.04.2000 г.

Описывается и анализируется микробиота из кремней юдомской серии венда, завершающей разрез докембрийских отложений Учуро-Майского региона Юго-Восточной Сибири. В составе юдомской микробиоты доминируют остатки морфологически простых нитчатых и коккоидных микроорганизмов, в основном цианобактерий. Комплекс морфологически сложнопостроенных акритарх, описанных из отложений венда ряда регионов (так называемая ассоциация пертататакского типа), здесь не встречен. По своему облику юдомская микробиота напоминает другие мелководные окремненные ассоциации протерозойских микрофоссилий, в которых доминируют остатки морфологически простых и эволюционно консервативных микроорганизмов. Основными причинами подобного состава юдомской ассоциации, по-видимому, являются мелководный характер содержащих микрофоссилии отложений и тафономические особенности их фоссилизации, хотя, возможно, существенную роль сыграло и определяемое хемо-биостратиграфическими данными стратиграфическое положение слоев с окремненными остатками микроорганизмов (верхний венд), поскольку ассоциации акритарх пертататакского типа распространены только в отложениях нижнего венда. В работе описывается 20 видов микрофоссилий, принадлежащих 16 родам, среди них один новый вид – *Osculosphaera tarupnachia* sp. nov.

Ключевые слова. Микрофоссилии, цианобактерии, акритархи, протисты, венд, кембрий, фации, палеообстановки.

ВВЕДЕНИЕ

Юдомская серия является типом одноименного комплекса, который обычно рассматривается как сибирский эквивалент венда – одного из главных претендентов на роль терминальной системы докембрия (Соколов, 1995, 1997 и ссылки в этих работах). Поэтому любые новые данные о палеонтологических остатках в юдомской серии имеют несомненное общее значение для расширения биостратиграфической характеристики названной системы. Важное место в этой характеристике принадлежит микрофоссилиям, которые уже достаточно давно с успехом используются для обоснования расчленения типовой последовательности венда Восточно-Европейской платформы (Волкова, 1985 и ссылки в этой работе), а в последнее десятилетие, в связи с обособлением весьма специфической ранневендской ассоциации так называемого пертататакского типа (по названию одноименной формации в Центральной Австралии) – и для более широких биостратиграфических построений (Zang, Walter, 1992; Knoll, 1992; Zhang et al., 1998 и др.).

К сожалению, окремненные микрофоссилии непосредственно из отложений юдомской серии изучены достаточно слабо. Им посвящено лишь две публикации, в одной из которых содержится характеристика юдомской микробиоты на основании материала из двух обнажений (Lo, 1980), а в другой приводятся данные об отдельных находках окремненных микрофоссилий в нескольких разрезах (Колосов, 1982). В работе Лю С.Ч. (Lo, 1980) дается детальное, систематическое описание микробиоты юдомской серии; однако эта работа была опубликована более 20 лет назад и за это время взгляды на классификацию, природу и биостратиграфическое значение окремненных микрофоссилий претерпели значительные изменения, так же как представления о строении и стратиграфии юдомской серии. Для восполнения существующего пробела в микрофитологической характеристике микробиоты юдомской серии автор предлагаемой статьи в 1990 году изучил ряд ее разрезов, наиболее перспективных для обнаружения окремненных микрофоссилий, и отобрал в них представительную коллекцию образцов (78 штук), которые, судя по полевым критериям, могли содержать фоссилизированные ос-

татки микроорганизмов. Результаты изучения этой коллекции и приводятся ниже.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ЮДОМСКОЙ СЕРИИ

Учуро-Майский регион, занимающий огромное пространство на юго-востоке Сибири, объединяет две структурно различные области: стабильную Учуро-Майскую плиту на западе, на которой рифейские и вендские отложения залегают субгоризонтально, и Юдомо-Майский прогиб на востоке, в котором названные отложения отличаются повышенными мощностями и слагают крупные открытые складки, осложненные продольными взбросами и надвигами со смещениями масс к западу (Семихатов, Серебряков, 1983). Юдомская серия широко развита в пределах обеих этих структур. Она трансгрессивно, а местами и с угловым несогласием залегает на различных горизонтах рифейских отложений, а у западной кромки Учуро-Майской плиты переходит на архейские гнейсы Алданского щита, и на всей площади своего распространения с разрывом перекрывается пестроцветной свитой томмотского яруса нижнего кембрия.

Литостратиграфия юдомской серии. Исчерпывающее представление о строении, расчленении и корреляции юдомской серии дается в серии работ (Семихатов и др., 1970; Хоментовский, 1976; Семихатов, Серебряков, 1983; Старников и др., 1983; Якшин, 1984; Сухоруков, 1984; Якшин, Переверзев, 1990; Хоментовский, Карлова, 1994; и ссылки в этих работах). На обширной площади своего распространения юдомская серия испытывает значительные фациальные изменения, в соответствии с которыми выделялось до шести типов ее разрезов (Семихатов и др., 1970). Разрезы, изученные автором в данной статье, вскрыты по рекам Юдома, Белая и Алдан (рис. 1) и относятся к юдомскому типу, вмещающему гипостратотип серии. Достаточно долго юдомская серия разделялась на нижнюю аимскую и верхнюю усть-юдомскую свиты (Семихатов и др., 1970; Семихатов, Серебряков, 1983), а в соответствии с представлениями о значительных фациальных изменениях нижней части серии, в нижнюю подсвиту включали два горизонта терригенных песчаников и перекрывающую их толщу темных карбонатов, а верхнюю рассматривали в объеме светлых массивных доломитов. Однако впоследствии оказалось, что соотношение верхних доломитовых толщ широко варьирует в различных разрезах Учуро-Майского региона, причем сокращение мощности аимской свиты происходит как снизу в результате выпадения базальных пачек (Семихатов и др., 1970), так и сверху за счет срезания верхнеюдомскими толщами (Мезенцев и др., 1978). В процессе проведения детальных гео-

лого-съемочных и поисковых работ в составе юдомской серии были выделены две свиты: нижняя – юкандинская и верхняя – сарданинская, залегающая на нижней с разрывом и несогласием (Мезенцев и др., 1978; Старников и др., 1983; Якшин, 1984; Сухоруков, 1984, и другие). В наиболее мощных разрезах юдомской серии, на восточном крыле горностахской антиклинали у устья ручья Суордах серию подразделяют уже на пять свит: начарскую, яланскую, малскую, токурскую и сытыгинскую, нижние четыре из которых в целом сопоставляются с юкандинской свитой. Однако соотношение всех выделенных свит юдомской серии до сих пор окончательно не ясно; эта проблема подробно рассматривается в перечисленных выше статьях, а в данной работе анализируется строение только тех разрезов, откуда происходят описанные микрофоссилии.

В основу современного расчленения юдомской серии положен принцип цикличности, предложенный В.Т. Работновым и Л.И. Нарожных (1961), установившими в ее строении два ритма. А.В. Мезенцев с соавторами (1978), при детальном изучении разрезов юдомской серии в бассейнах рек Аллах-Юнь и Юдома, выделили в ее составе нижнюю юкандинскую и налегающую с разрывом верхнюю сарданинскую свиты. Единого разреза, где в максимальном объеме встречаются отложения обеих свит, не существует; наиболее представительные толщи юкандинской свиты развиты на востоке, на западе же они целиком срезаются предсарданинским разрывом.

Наиболее полный разрез юкандинской свиты представлен на водоразделе рек Юдома и Аллах-Юнь, где в ее основании наблюдаются грубозернистые кварцевые песчаники мощностью менее метра, переходящие вверх по разрезу сначала в песчанистые, а выше в массивные слабо окремненные доломиты. Эти отложения перекрываются стометровой пачкой доломитистых известняков с прослоями глинистых и онколитовых разностей и линзами черных кремней, переходящей, в свою очередь, в массивные доломиты с линзами светлых кремней мощностью более 100 м. Общая мощность юкандинской свиты в этом разрезе достигает 260 м (Старников и др., 1983), перекрываясь песчаниками сарданинской свиты. В изученных разрезах по р. Белая на западном крыле Горностахской антиклинали у устьев рек Мутула и Тарынных (обн. № 29) мощность свиты сокращается примерно до 50 м, срезаясь предсарданинским разрывом. В основании здесь присутствует пачка массивных кварц-полевошпатовых песчаников мощностью около 6–8 метров, сопоставляемых с начарской свитой, выделяемой на восточном крыле той же антиклинали у устья р. Суордах (Старников и др., 1983). Выше следует пачка темно-серых и черных доломитов и известняков, часто глинистых, с микрофитолитами и плоскога-

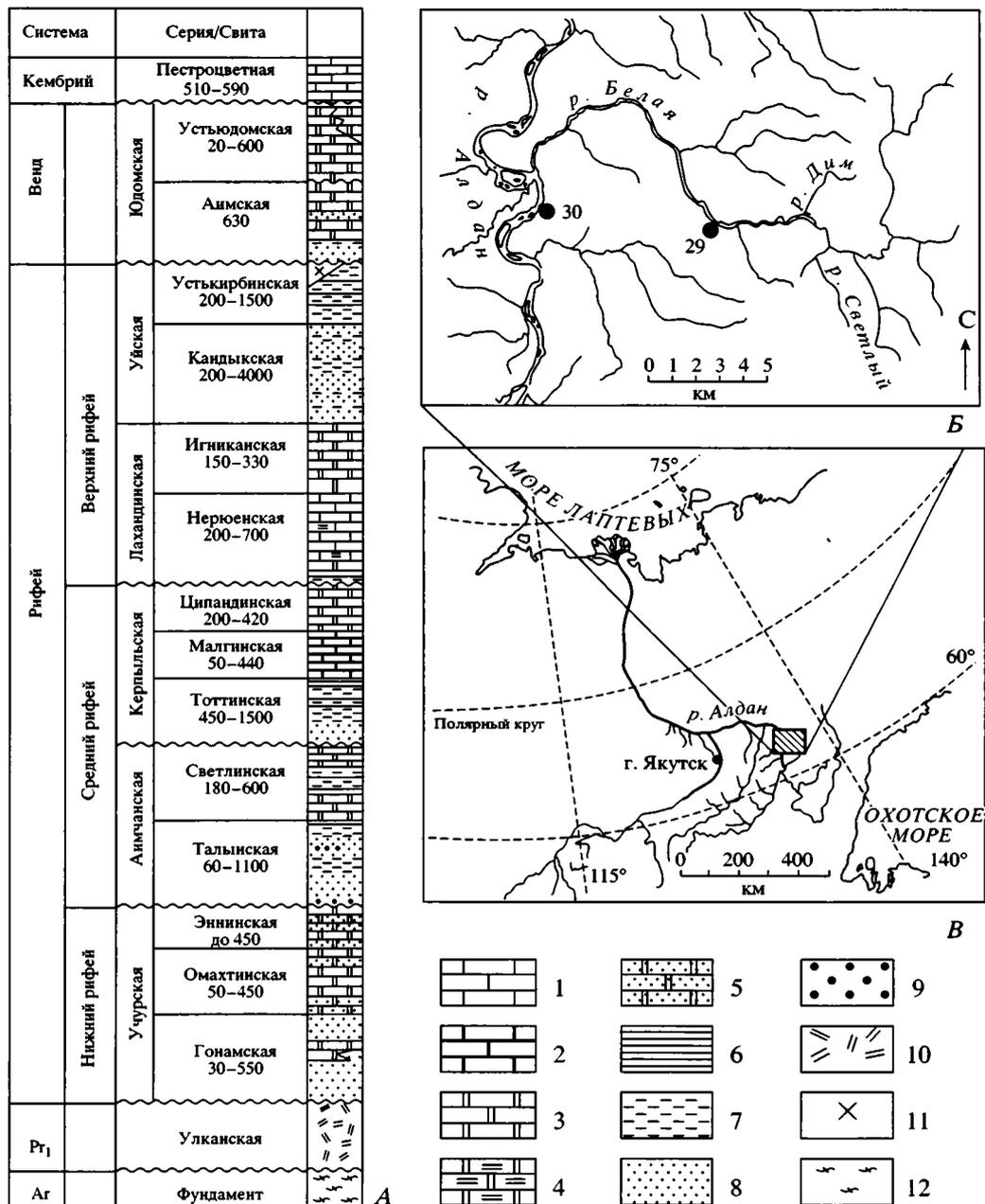


Рис. 1. Стратиграфическое и географическое положение изученных обнажений юдомской серии.

А – стратиграфический разрез рифейских и вендских отложений Учуро-Майского региона. В колонке под названиями свит приведена их мощность в метрах.

1 – известняки; 2 – водорослево-слоистые пестроцветные известняки; 3 – доломиты; 4 – переслаивание известняков и доломитов с аргиллитами; 5 – песчаные доломиты; 6 – аргиллиты и глинистые сланцы; 7 – алевролиты; 8 – песчаники; 9 – гравелиты и конгломераты; 10 – кислые эффузивы и песчаники; 11 – ультраосновные щелочные интрузивы; 12 – гнейсы и гранито-гнейсы. Сокращения: Pr₁ – нижний протерозой, Ar – архей (по работе Семихатова, Серебрякова, 1983). Б – расположение изученных разрезов юдомской серии в бассейнах р. Белая и Алдан. Черными кружками показаны обнажения юдомской серии. В – обзорная карта расположения бассейна реки Белая.

лечными конгломерато-брекчиями, содержащими на ряде уровней линзы и прослой темно-серых и черных кремней. Западнее на р. Алдан в 12 км выше устья р. Белая (Кыльхская гряда, обн. № 30) юкандинская свита полностью выклинивается;

срезается она и в бассейне р. Юдома в урочище Нуучалах (обн. № 5), и отложений серии в этих обнажениях остается лишь сарданинская свита.

Сарданинская свита наиболее полно представлена на западном склоне Горностахской гряды в

бассейне р. Мая против устья р. Малая Сахара, где она залегает на нижних горизонтах юкандинской свиты с разрывом, но без углового несогласия. В основании сарданинской свиты залегают кварцевые песчаники мощностью около 7.5 м, выше которых следует пачка темно-серых известковистых доломитов такой же мощности с прослоями глинистых сланцев и полуметровым слоем кварцевых песчаников в кровле. На него налегает тридцатипятиметровая пачка красноцветных аргиллитов с прослоями глинистых доломитов и красных мергелей, переходящая вверх по разрезу в пачку серых и темно-серых слоистых и массивных доломитов и известковистых доломитов с редкими прослоями темных кремней на отдельных уровнях; мощность последней пачки достигает ста метров, а сарданинской свиты – 150 м (Старников и др., 1983).

Подобный тип строения сарданинской свиты сохраняется и в изученном разрезе в урочище Нуучалах (обн. № 5), где она срезает отложения юкандинской и ложится непосредственно на сланцы усть-кирбинской свиты (Якшин, 1984). В разрезе Кыллахской гряды на р. Алдан в 12 км выше устья р. Белая (обн. № 30) сарданинская свита залегает на ципандинской свите и имеет сходное строение, хотя в верхней пачке возрастает мощность темных известняков за счет замещения части залегающих выше доломитов (рис. 2). В разрезах же по р. Белая на западном крыле Горностахской антиклинали у устьев рек Мутула и Тарынных (обн. № 29) верхняя часть сарданинской свиты уничтожена предкембрийским разрывом (Старников и др., 1983).

Возраст юдомской серии. Возрастные рамки юдомских отложений наиболее строго устанавливаются для сарданинской и усть-юдомской свит. Мелкораквинная фауна, впервые обнаруженная в этой свите М.А. Семихатовым и С.Н. Серебряковым (Семихатов, Серебряков, 1983) и теперь известная практически, по существу, по всему ее разрезу (Миссаржевский, 1989; Хоментовский, Карлова, 1994), свидетельствует о принадлежности почти всей свиты к немакит-далдынскому (манькайскому) ярусу. В России этот ярус рассматривается как терминальный ярус венда (Соколов, 1995, 1997), а нижняя граница кембрия проводится по основанию первой археоцеатовой зоны вышележащего томмотского яруса (Решения..., 1989). В связи с тем, что ГСРТ недавно приняла иную модель нижней границы кембрия и закрепила ее в заведомо дотоммотских отложениях о-ва Ньюфаундленд по смене двух видов ихнофоссилий (Landing, 1994; Brasier et al., 1994a), немакит-далдынский ярус должен был бы быть отнесен к нижнему кембрию. Однако низкий корреляционный потенциал ньюфаундлендской модели данной границы (Розанов и др., 1997; Хоментовский и др., 1998) заставляет придержи-

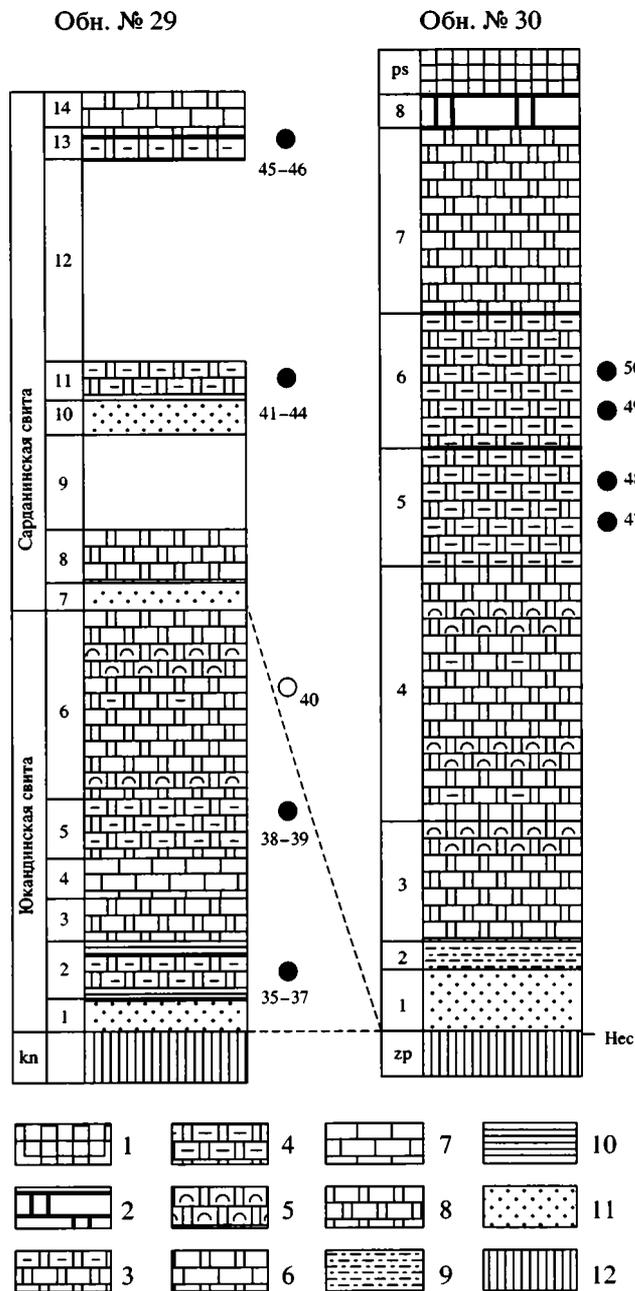


Рис. 2. Разрезы юдомской серии на правом берегу р. Алдан в 12 км выше устья р. Белая (обн. № 30) и на левом берегу р. Белая напротив устья р. Тарынных (обн. № 29). Около черных кружков нанесены номера отобранных образцов, цифры слева от стратиграфических колонок соответствуют номерам слоев, описанных в работе Семихатов и др., 1970.

1 – известняки пестроцветной свиты; 2 – массивные грубоплитчатые доломиты; 3 – слабокремненные доломиты со строматолитами; 4 – известняки и доломиты с линзами и прослоями кремней; 5 – доломиты; 6 – чередование доломитов и известняков; 7 – известняки; 8 – известняки и доломиты со строматолитами; 9 – алевролиты; 10 – аргиллиты; 11 – песчаники; 12 – подстилающие породы: ps – пестроцветная, zp – ципандинская и kp – усть-кирбинская свиты, Нес – несогласие (Семихатов и др., 1970, с изменениями).

ваться традиционной для России модели, предполагающей проведение нижней границы кембрия по основанию первой зоны томмотского яруса. U-Pb датировки вулканогенных цирконов, полученных в Северной Сибири (Оленекское поднятие), показали, что возрастные рамки немакит-далдынского горизонта равны 543 ± 0.24 и $534 \pm \pm 0.5$ млн. лет (Bowring et al., 1993; обсуждение стратиграфического положения этих датировок, Розанов и др., 1997).

Строгих палеонтологических данных о возрасте аимской и юкандинской свит нет, хотя состав встреченных в них строматолитов (Семихатов и др., 1970) согласуется с вендским возрастом. Изотопный возраст устанавливается лишь в очень широких пределах: минимальный предел определяется приведенной ранее датировкой нижней границы немакит-далдынского яруса, а максимальный строго устанавливается, в соответствии с современным требованиям надежности, только в 942 ± 18 млн. лет по Sm-Nd датировкам (Павлов и др., 1992) и в $947 \pm 7 - 10005 \pm 4$ млн. лет по U-Pb датировкам основных силлов, прорывающих верхние горизонты верхнерифейских отложений Учуро-Майского региона (Rainbird et al., 1998).

Кроме изотопно-геохронологических, существуют и современные хемотратиграфические данные, позволяющие ограничить возраст юдомской серии. К сожалению, для самой юдомской серии работы по определению изотопного состава углерода были выполнены только для усть-юдомской подсвиты: они показывают колебания изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ от -4% до $+6\%$ (Magaritz et al., 1986, 1991; Brasier et al., 1994b). Однако изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ из разрезов хатысьпыхской, туркутской и маастахской свит Оленекского поднятия, являющихся аналогами всей юдомской серии (Хоментовский, Карлова, 1994), характеризуется резкими осцилляциями своих значений и надстраивает имеющуюся последовательность снизу (Knoll et al., 1995; Pelechaty et al., 1996a, b). Подобные изменения значений изотопной кривой углерода имеют глобальный характер и типичны для интервала верхнего венда и нижнего кембрия (Kaufman, Knoll, 1995; Kaufman et al., 1996; Sailor et al., 1998 и др.). Более того, выполненная на современном уровне детальная изотопно-геохронологическая калибровка этой кривой U-Pb методом по цирконам на основе непрерывного карбонатного разреза в Южной Намибии установила время отдельных осцилляций, что позволило, в частности, точно определить возраст всей вендской последовательности Оленекского поднятия: она моложе 550 млн. лет и отвечает верхнему венду (Sailor et al., 1998 и др.).

Таким образом, юдомская серия, в верхней своей части содержащая остатки древнейших скелетных ископаемых немакит-далдынского яруса,

несомненно моложе миллиарда лет, возможно 550 миллионов, и древнее 534 ± 0.5 млн. лет.

МИКРОБИОТА ЮДОМСКОЙ СЕРИИ

Изученные разрезы и микрофитологические уровни. Анализ имеющихся в литературе описаний строения юдомской серии (Семихатов и др., 1970; Мезенцев и др., 1978; Семихатов, Серебряков, 1983; Старников и др., 1983; Якшин, 1984; Сухоруков, 1984; Якшин, Переверзев, 1990; и др.) показал, что самыми перспективными для поиска окремненных микрофоссилий являются ее разрезы по рекам Юдома, Белая и на р. Алдан выше устья р. Белая (Кыллахская гряда). Именно здесь сконцентрированы конкреции черных раннедиагенетических кремней, являющихся наиболее перспективными носителями остатков докембрийских окремненных микроорганизмов. Такие кремни были отобраны и изучены автором из юкандинской свиты в бассейне р. Белая у устья ручья Тарыннах (обн. № 29, образцы № 4694/35-40), а из сарданинской свиты, во-первых, в том же местонахождении (обн. № 29, образцы № 4694/41-46), затем на правом берегу р. Алдан (Кыллахская гряда) в 12-ти километрах выше устья р. Белая (обн. № 30, образцы № 4694/47-4694/50) и наконец на правом берегу р. Юдома в урочище Нуучалах (обн. № 5, образцы № 4694/3-4694/7). При микроскопическом изучении образцов остатки фоссилизированных микроорганизмов были обнаружены только в конкрециях кремней, происходящих из двух первых обнажений (рис. 1 и 2). Послойная привязка образцов к этим разрезам показана на рис. 2; колонки с некоторыми изменениями взяты из монографии Семихатов и др. (1970), в которой и приводится их детальное описание. Расхождений в таксономическом составе комплексов микрофоссилий, встреченных в юкандинской и сарданинской свитах, не выявлено, поэтому в дальнейшем вся ассоциация окремненных микроорганизмов юдомской серии будет называться юдомской микробиотой (рис. 3).

Состав микробиоты. В микробиоте усть-юдомской свиты в общей сложности обнаружены, по крайней мере, 20 видов нитчатых и коккоидных микрофоссилий, принадлежащих 16 родам. Различий в таксономическом составе ассоциаций из обоих изученных местонахождений практически не наблюдается, если не считать того, что эндолитические цианобактерии рода *Eohyella* обнаружены только в обнажении на правом берегу р. Алдан. Это обстоятельство, по-видимому, связано с тем, что в этом разрезе остатки микроорганизмов чаще встречаются в слоях, состоящих из окремненных оолитов. Ниже приводится таксономический состав микробиоты юдомской серии: *Siphonophycus septatum* (Schopf), *S. robustum* (Schopf), *S. typicum* (Hermann), *S. kestron* Schopf, *S. solidum* (Gol-

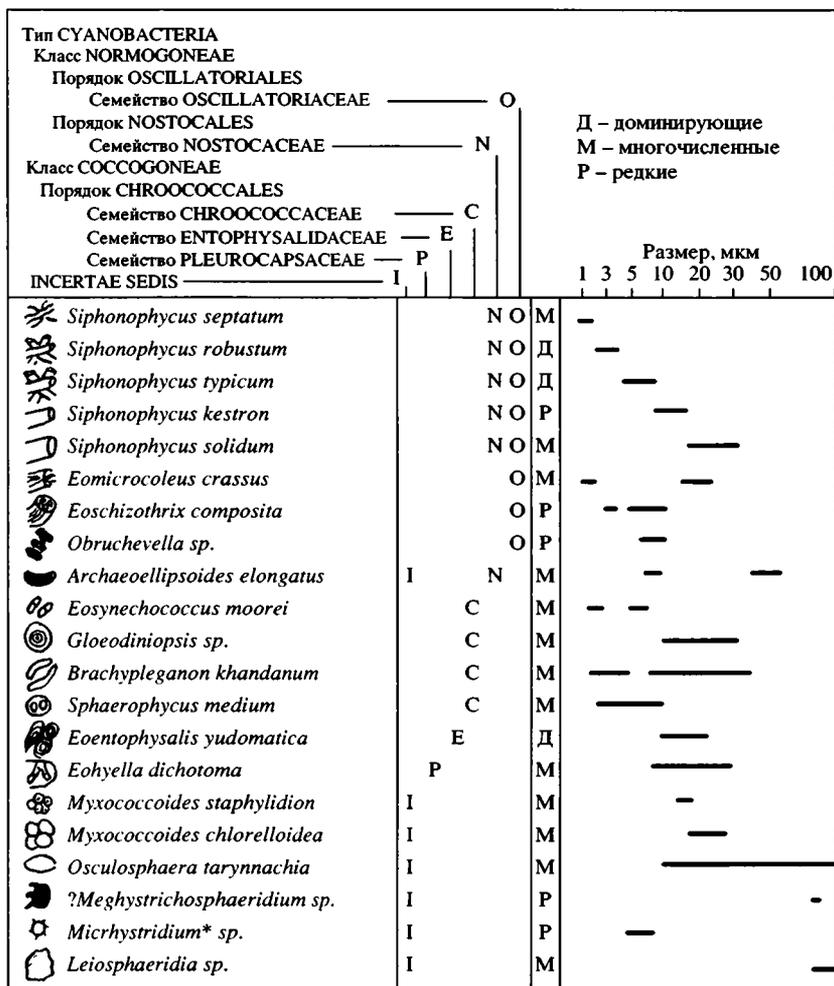


Рис. 3. Синопис окремненных микрофоссилий, обнаруженных в кремнях юдомской серии. Размеры микрофоссилий показаны в логарифмическом масштабе. Звездочкой отмечена находка Лю С.Ч. (Lo, 1980) микрофоссилий *Micrhystridium sp.*, не встреченных в описанном в статье материале.

ub), *Eomicrocoleus crassus* Horodyski et Donaldson, *Eoschizothrix composita* Lee Seong-Joo et Golubic, *Obruchevella sp.*, *Archaeoellipsoides elongatus* (Golvenoc et Belova), *Eosynechococcus moorei* Hofmann, *Gloeodiniopsis sp.*, *Brachypleganon khandanum* Lo, *Sphaerophycus medium* Horodyski et Donaldson, *Eoentophysalis yudomatica* Lo, *Eohyella dichotoma* Green, Knoll et Swett, *Myxococcoides staphylidion* Lo, *M. chlorelloidea* Knoll, Swett et Mark, *Osculosphaera tarynnachia sp. nov.*, *Leiosphaeridia sp.*, а также 2 вида акантоморфных акритарх *?Meghystrichosphaeridium sp.* и *Micrhystridium sp.* Все эти таксоны являются в основном остатками цианобактерий, а также низших одноклеточных эукариот.

Доминирующие и матообразующие формы. В составе юдомской микробиоты доминирует несколько видов рода *Siphonophycus*, являющихся остатками пустых чехлов гормогониевых цианобактерий так называемого LPP-типа (Lyngbya –

Phormidium – *Plectonema*). Согласно формальной классификации полых чехлов рода *Siphonophycus*, разработанной Н. Баттерфильдом (Butterfield et al., 1994), в составе ассоциации микрофоссилий юдомской серии присутствует 5 видов этого рода: *S. septatum*, *S. robustum*, *S. typicum*, *S. kestron* и *S. solidum*. Среди них наиболее многочисленными являются полые чехлы *Siphonophycus septatum* диаметром 0.8–2.0 мкм, *S. robustum* диаметром 2.0–4.0 мкм и *S. typicum* диаметром 4.0–8.0 мкм, образующие дерновинки-маты из многих десятков экземпляров. Значительно реже встречаются *S. kestron* и *S. solidum* диаметром соответственно 8.0–16.0 и 16.0–24.0 мкм, разбросанные единичными нитями среди колоний, образованных остальными видами рода *Siphonophycus*.

По-видимому, первоначально в составе микробиоты заметную роль играли и политрихомотозные нити *Eoschizothrix composita* и *Eomicrocoleus crassus*: пучки трихомов, окруженных общим чех-

лом и сравниваемых с современными осцилляторными цианобактериями родов *Schizothrix* и *Microcoleus* (Lee Seong-Joo, Golubic, 1998). Эти цианобактерии достаточно трудно диагностируются в ископаемом состоянии, поскольку в большинстве случаев мигрирующие трихомы оставляли полые чехлы, обычно относимые к формальному роду *Siphonophycus*. Но в одной из колоний в юдомской микробиоте достаточно отчетливо наблюдается 3 чехла или трихома диаметром 3.0–3.5 мкм, окруженных общим чехлом диаметром 12.0 мкм (табл. II, фиг. 2, 4, 5). Нити *Eomicrocoleus crassus*, состоящие из трихомов диаметром 1.2–2.0 мкм и окруженные чехлом диаметром 15.0–20.0 мкм, также сравниваются с современными политрихотозными цианобактериями рода *Microcoleus* – матообразующей формы, широко распространенной на литорали современных бассейнов (Horodyski, Donaldson, 1980; Hofmann, Jackson, 1991; Kah, Knoll, 1996). Однако подобные фоссилизованные параллельные пучки нитей могут быть как остатками фототрофных прокариот, так и нефототрофных бактерий или даже посмертно сконденсированных остатков монотрихотозных цианобактерий; поэтому *Eomicrocoleus* рассматривается как формальный таксон (Lee Seong-Joo, Golubic, 1998). Следует добавить, что нити *Microcoleus* имеют плохой тафономический потенциал в связи с тем, что обычно после гибели микроорганизма чехол дезинтегрирует, а содержащиеся внутри трихомы рассыпаются (Horodyski et al., 1977; Венецкая, Герасименко, 1988). Поэтому в ископаемом состоянии они будут неизбежно идентифицированы или как остатки рода *Siphonophycus* (когда септы не сохраняются), или как какие-то таксоны многоклеточных трихомов (когда септы сохраняются).

Еще одной доминирующей формой в составе микробиоты являются энтофизалесовые цианобактерии вида *Eoentophysalis yudomatica*. Эти многослойные коккоидные микрофоссилии с наружным диаметром сфероидов 11.0–23.0 мкм встречаются в виде глеокапсовидных колоний из 2, 4 или 8 сфероидов, окруженных общей сферической оболочкой, и образуют небольшие (из нескольких десятков сфероидов) палмеллоидные колонии желваковидной формы. Достаточно часто у представителей этого вида наблюдается темное окрашивание периферии колоний, наблюдаемое у большинства докембрийских энтофизалесов. В нескольких случаях сфероиды *Eoentophysalis yudomatica* характеризуются удлинённой формой, демонстрируя однонаправленный, поляризованный рост (табл. I, фиг. 5, 7) – одна из основных особенностей энтофизалесов (Golubic, 1976; Mendelson, Schopf, 1982). Поэтому, хотя в юдомской микробиоте эти водоросли и не образуют маты из тысяч сфероидов, мы, несо-

мненно, имеем дело с энтофизалесовыми, а не с хрококковыми цианобактериями, часто формирующими внешне похожие вторичные скопления из отмерших клеток (Сергеев, Крылов, 1986; Сергеев, 1992).

Коккоидные симбионты. В колониях, образованных полыми чехлами *Siphonophycus gobustum* и *S. turicum*, или среди их разложившихся нитей встречаются остатки микроорганизмов-симбионтов, обитавших в матах этих гормогониевых синезеленых водорослей – в основном хрококковых цианобактерий. Здесь присутствуют сферические микрофоссилии *Sphaerophycus medium* диаметром 2.5–10.5 мкм, эллипсоидные *Eosynchococcus moorei* и *Brachypleganon khandanum*, имеющие размеры большой и малых осей, соответственно 2.0–3.0 × 5.0–7.5 мкм и 2.0–5.0 × 7.5–37.0 мкм. Эти остатки микроорганизмов сравниваются с хрококковыми цианобактериями родов *Synechocystis*, *Chroococcus*, *Synechococcus* и *Rhabdoderma* (Schopf, 1968; Lo, 1980; Butterfield et al., 1994). Остатки, по-видимому, еще одного вида хрококковых цианобактерий, характеризующегося многослойной оболочкой диаметром 16.0–31.0 мкм, обитавшего в матах, образованных нитями *Siphonophycus*, или образовавшего самостоятельные колонии, определены как *Gloeodiniopsis* sp.

Эндолитические микроорганизмы. В юдомской микробиоте присутствуют достаточно редко встречающиеся в докембрийских отложениях эндолитические микроорганизмы *Eohyella dichotoma* – своеобразные псевдонитчатые формы, состоящие из изометричных сфероидов диаметром 8.0–15.0 мкм (равняется диаметру псевдонитчатых структур и диаметру ходов сверления) и длиной 9.0–29.0 мкм, характеризующихся наличием дихотомического и более сложного типа ветвлений. Подобно своим современным аналогам рода *Hyella* с Багамских островов и ископаемым формам из серии Элеонора Бэй Гренландии (Green et al., 1988), юдомские микроорганизмы просверливали оолиты и проникали внутрь последних, благодаря чему прекрасно сохранились (табл. I, фиг. 1–4). Диаметр оолитов, внутри которых присутствуют эндолитические цианобактерии *Eohyella rectoclada*, колеблется от 50.0 до 100.0–200.0 мкм.

Планктонные формы. Планктонные микроорганизмы в юдомской микробиоте можно разделить на остатки эукариотных и предположительно прокариотных микроорганизмов. К их числу относятся агрегаты морфологически простых микрофоссилий сферической формы *Mucoscooides chlorelloidea* и *M. staphylidion* диаметром соответственно 18.0–27.0 и 14.0–18.0 мкм. Это могут быть остатки либо хрококковых цианобактерий,

как первоначально предполагалось (Schopf, 1968), или зеленых водорослей, на что указывают особенности строения некоторых их видов (Green et al., 1989). По-видимому, остатками спор (акинет) планктонных анабеноподобных водорослей являются эллипсоидальные микрофоссилии *Archaeoellipsoides elongatus*, имеющие размеры 7.5–10.0 × 35.0–58.0 мкм. Более крупные микрофоссилии сферической формы диаметром 75.0–175.0 мкм, относимые к виду *Leiosphaeridia* sp., являются остатками одноклеточных эукариотных фитопланктонных микроорганизмов, однако их точная природа, как и большинства других акриитарх, неясна. Очевидно, остатками одноклеточного эукариотного фитопланктона являются темные микрофоссилии ?*Meghystriosphera* sp. диаметром около 75.0 мкм с проблематичными шипами длиной 10.0–12.0 мкм; генезис этих выростов неясен – возможно, они имеют и вторичное происхождение.

Достаточно многочисленны в составе микробиоты своеобразные сферические микрофоссилии *Osculosphaera tarupnashia* sp. nov., имеющие в сечении шлифа обычно эллиптическую форму размером 15.0–250.0 × 10.0–155.0 мкм (табл. II, фиг. 4–9) и часто состоящие из одного или нескольких плотно прижатых друг к другу тел (табл. II, фиг. 7). По своим морфометрическим параметрам они, очевидно, представляют собой остатки протист, хотя точная их биологическая природа не совсем ясна: Н. Баттерфильд (Butterfield et al., 1994) сравнил типовой вид *O. hyalina* из позднерифейской формации Баклундтоппен Шпицбергена с представителями других таксонов акриитарх, в частности рода *Leiosphaeridia*.

Интересным компонентом среди фитопланктонных микроорганизмов юдомской ассоциации являются описанные Лю С.Ч. (Lo, 1980) мелкие акантоморфные акриитархи *Micrhystridium* sp.¹ диаметром 5.0–8.6 мкм с шипами длиной менее 1.5 мкм; однако в изученном материале они не были обнаружены.

Прочие формы. В кремнях юдомской серии обнаружен один экземпляр плохой сохранности спирально-цилиндрических микрофоссилий *Obvruchevella* sp. с диаметром нити 7.0–11.0 мкм и диаметром уцелевшего фрагмента спирали около 23.0 мкм (табл. II, фиг. 8). По своим морфометрическим параметрам эта форма близка к виду *Obvruchevella parva*, широко распространенному в

¹ М. Мочадловская (Moczydlowska, 1991) разделила род *Micrhystridium* на два рода: *Heliosphaeridium* Moczydlowska и *Asteridium* Moczydlowska на основании наличия у этих форм соответственно полых или заполненных выростов. Поскольку для достаточно мелких представителей рода *Micrhystridium* затруднительно, а подчас и невозможно установить пустые внутри выросты или нет, в работе этот род не разделяется.

вендских и кембрийских отложениях как Сибирской платформы, так и других регионов (Сергеев, 1992); но точной видовой идентификации мешает плохая сохранность этой единичной находки.

Кроме перечисленных выше таксонов, в работе Лю С.Ч. (Lo, 1980) были описаны такие формы, как *Eosphaera?* sp., *Aphetosphaera euthenia* и ветвящиеся трубчатые образования с эллипсоидальными включениями (здесь не упоминаются таксоны, которые включены в синонимическую часть). Автор не уверен в правомочности существования этих видов, однако сравнительного материала для их ревизии недостаточно.

Палеофациальное положение. Начало накопления юдомской серии было отмечено ярко выраженной трансгрессией и накоплением отложений, которые традиционно интерпретируются как породы открыто-морского генезиса (Семихатов и др., 1970; Семихатов, Серебряков, 1983 и др.). Однако, как и для большинства докембрийских толщ, в юдомской серии, по-видимому, наблюдается сильная вариация условий осадконакопления в пределах ее разреза. О конкретных слоях, содержащих окремненные микрофоссилии, можно сказать следующее.

В разрезе у устья р. Тарыннах содержащиеся микрофоссилии породы представляют собой окремненные плоскогалечные конгломерато-брекчии, причем часто окремнены только находящиеся в доломите гальки, содержащие остатки микроорганизмов. Подобные окремненные плоскогалечные конгломерато-брекчии альтернативно интерпретируются либо как отложения мелководных частей шельфа или литоральных обстановок (Knoll et al., 1991), или как породы более глубоководного генезиса, формирующиеся при штормовом воздействии волн (Knoll et al., 1991; Петров, 1993 и др.). Состав же самих микрофоссилий, встречающихся в окремненных обломках, указывает на достаточно мелководные обстановки обитания. Здесь, правда, отсутствуют таксоны-индикаторы субаэральных обстановок, но и не встречены остатки фитопланктонных микроорганизмов, характерных для обстановок проксимального шельфа.

В разрезе по р. Алдан в 12 км выше устья р. Белая остатки микроорганизмов были обнаружены в усть-юдомской свите в слоях, состоящих из окремненных оолитов. Сами микрофоссилии встречаются как между оолитами в виде отдельных экземпляров или колониями, так и внутри самих оолитов (в основном эндолитические цианобактерии). При этом сохранность микроорганизмов, за исключением эндолитов, достаточно плохая, что, скорее всего, объясняется переработкой нефоссилизированных остатков оолитов в условиях динамичных обстановок.

Оолитовые слои усть-юдомской свиты (в том числе их окремненные разности), по-видимому, представляют собой песчаные оолитовые отмели (Семихатов и др., 1970). Они достаточно характерны для мелководных морских обстановок и часто образуют банки (отмели), которые изолируют часть бассейна от открыто-морских обстановок (Knoll et al., 1991). Вероятно, именно подводную отмель и представляли собой слои юдомской серии, содержащие остатки окремненных микроорганизмов в бассейне реки Алдан. С этим согласуется таксономический состав обнаруженной здесь ассоциации микрофоссилий. Многочисленные в составе микробиоты энтофизалесовые цианобактерии рода *Eoentophysalis*, хотя и характерны для нижней части литорали, но могут обитать и в пределах верхней сублиторали (Петров и др., 1995). Весьма вероятно, что в юдомском бассейне колонии *Eoentophysalis yudomatica* обитали на оолитовых отмелях в пределах мелководья верхней сублиторали. Об этом же говорят встречающиеся в этих же фациях остатки фитопланктонных эукариотных микроорганизмов *Leiosphaeridia* sp., *Michrhystridium* sp. и прочих.

Таким образом, интерпретация палеоэкологических обстановок, в которых обитали микроорганизмы в юдомском бассейне, происходит как из особенностей таксономического состава самих микроорганизмов, так и текстурных особенностей содержащих их пород, и их можно расценивать как открыто-морские фации в пределах мелководной части внутреннего шельфа. Существовавшие в это время оолитовые отмели могли вести к частичной или полной изоляции различных частей бассейна.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ АССОЦИАЦИИ ОКРЕМНЕННЫХ МИКРОФОССИЛИЙ ЮДОМСКОЙ СЕРИИ

Биостратиграфическое значение юдомской ассоциации ограничено – это обусловлено составом присутствующих в ней микрофоссилий, представленных, главным образом, остатками морфологически простых нитчатых и коккоидных форм, в основном цианобактерий. Сейчас наиболее характерной микробиотой вендского возраста, известной из последниковых отложений, можно считать ассоциацию так называемого пертататакского типа, в которой доминируют таксономически разнообразие и морфометрически крупные микрофоссилии с шипами и выростами, отличные от позднекристаллических и кембрийских форм. Подобные ассоциации, состоящие из крупных шиповатых акритарх, встречены в кремнисто-карбонатных отложениях формации Доушаньто Китая (Zhang et al., 1998), в терригенных отложениях формации Пертататака Централь-

ной Австралии (Zang, Walter, 1992), в окремненных доломитах серии Скошиа (Knoll, 1992) и формации Инфракроль Малых Гималаев Индии (Tiwari, Knoll, 1994). Аналогичные комплексы микрофоссилий присутствуют и в разрезах Восточной Сибири: в мотской, курсовской, непской, паршинской и других толщах венда Сибирской платформы (Пятилетов, Рудавская, 1985; Колосова, 1991; Moczydlowska et al., 1995 и др.), которые ранее выделялись в так называемый III комплекс (см. Хоментовский и др., 1987, 1998). Корреляция этих отложений с толщами юдомской серии неоднозначна; в большинстве ранее существовавших схем они сопоставлялись с аймской свитой (Хоментовский и др., 1987). По последним представлениям возможно, что эти перечисленные выше свиты имеют более древний, доюдомский возраст (Хоментовский и др., 1998). Однако в юдомской серии, в лучшем случае, можно говорить о наличии нескольких элементов пертататакской ассоциации или III комплекса: *Meghystrichosphaeridium* sp. и *Leiosphaeridia* sp.

Особенности состава юдомской микробиоты, в частности отсутствие в ней репрезентативной ассоциации пертататакского типа, может быть объяснено совокупным воздействием трех факторов:

1. Главной вероятной причиной отсутствия в усть-юдомской свите ассоциации пертататакского типа является ее относительно молодой возраст. По существующим сейчас представлениям, содержащие наиболее репрезентативные комплексы крупных шиповатых фитопланктонных микроорганизмов формации Доушаньто Китая (Zhang et al., 1998) и Пертататака Центральной Австралии (Zang, Walter 1992) имеют ранневендский возраст. В типовом же разрезе венда Восточно-Европейской платформы (Волкова, 1985) подобные крупные сложнопостроенные формы отсутствуют и лишь в котлинском горизонте встречаются мелкие акантоморфные акритархи *Michrhystridium tornatum*, по морфометрическим параметрам напоминающие описанную Лю С.Ч. (Lo, 1980) из юдомской серии форму *Michrhystridium* sp. Поэтому отсутствие акантоморфных акритарх пертататакского типа в усть-юдомской свите, возможно, является следствием стратиграфического положения слоев с окремненными микрофоссилиями, относящихся к немакит-далдынскому ярусу верхнего венда. Следует заметить, что подобные крупные акритархи давно известны в вендских отложениях Иркутского Амфитеатра (Пятилетов, Рудавская, 1985; Колосова, 1991 и др.), что долгое время являлось предметом дискуссии о возрасте юдомской серии.

2. Не менее вероятной причиной отсутствия крупных акантоморфных и прочих акритарх в юдомской серии является относительно мелководное положение слоев с окремненными микрофоссилиями. Нельзя исключить, что стратиграфические рамки распространения ассоциаций пертататакского типа ограничены не только возрастными, но и фаціальными или палеоклиматическими факторами. Отсутствие подобной ассоциации в разрезе Восточно-Европейской платформы, возможно, объясняется не выпадением части отложений нижнего венда (хотя в разрезах Китая и Австралии пертататакская ассоциация распространена непосредственно ниже слоев с эдиакарской фауной), а холодноводным или опресненным характером толщ этого возраста, в результате чего фитопланктонные микроорганизмы из нормально-соленых и открыто-морских обстановок здесь не встречаются (Бурзин, 1990, 1994). Возможно, что относительно мелководный характер отложений юдомской серии не позволял попадать сюда крупным фитопланктонным микроорганизмам из открытых, более мористых частей шельфа, чему вполне могло способствовать наличие оолитовых отмелей, формировавших барьеры.

3. Еще одним фактором воздействия на таксономической состав юдомской микробиоты могли оказаться тафономические причины. Большинство микрофоссилий, встречающихся вместе с оолитами, имеют плохую сохранность за исключением лишь эндолитических цианобактерий, сохранившихся в оолитах. Видимо, в условиях высокой динамики среды остатки погибших микроорганизмов имели мало шансов хорошо сохраниться или сохранились в сильно деформированном виде. В отложениях формации Доушаньто крупные акритархи часто становились центром роста оолитов (Zhang et al., 1998), что могло иметь место и в юдомской серии, но однозначно диагностируемых форм найдено не было.

К подобному предположению подталкивают находки деформированных остатков спирально-цилиндрических микрофоссилий *Obruchevela* sp. Род *Obruchevela* широко распространен в отложениях венда, но в юдомской серии встречен лишь фрагмент спирали, который сохранился в межоолитовом пространстве и, возможно, является случайно уцелевшим фрагментом существовавшей здесь многочисленной популяции.

Таким образом, большинство присутствующих в юдомской серии остатков микроорганизмов встречаются в окремненных микробиотах из мелководных и лагунных фаций рифейского и даже дорифейского возраста, что связано с консерватизмом прокариотных микроорганизмов, обитавших в этих фаціальных обстановках. Специфику юдомской ассоциации микрофоссилий по

сравнению с ассоциациями более древних толщ придают, например, присутствующие в ее составе акантоморфные акритархи *Michystridium* sp., проблематичные фитопланктонные микроорганизмы *Meghystrichosphaeridium* sp. и несомненные остатки протист *Osculosphaera tarynnachia*. Подобные остатки известны в отложениях верхнего рифея и венда различных континентов, что позволяет говорить о том, что таксономический состав юдомской микробиоты тем не менее имеет стратиграфическое значение и по крайней мере может рассматриваться как несомненно поздне-рифейско-вендский (неопротерозойский).

ОПИСАНИЕ МИКРОФОССИЛИЙ

Ниже приведено описание наиболее значимых окремненных микрофоссилий юдомской серии. Остатки микроорганизмов изучались по общепринятой методике в стандартных петрографических шлифах в проходящем свете, фотографирование проводилось на микроскопе REM-5 на пленку микрат-300. Положение микрофоссилий фиксировалось при помощи точек на полоске бумаги, прикрепленной к краю шлифа. Весь изученный и описанный материал хранится в Геологическом институте РАН, коллекция № 4698.

ЦАРСТВО EUBACTERIA WOESE AND FOX,
1977

ТИП CYANOBACTERIA STANIER ET AL., 1978

КЛАСС COCCOGONEAE THURET, 1875

ПОРЯДОК CHROOCOCCALES WETTSTEIN,
1924

СЕМЕЙСТВО CHROOCOCCACEAE NÄGELI,
1849

Р о д *Sphaerophycus* Schopf, 1968

Sphaerophycus medium Horodyski et Donaldson, 1980

Табл. I, фиг. 12–15

Sphaerophycus medium Horodyski et Donaldson, 1980, p. 140–141, figs. 5J, K?, L?, M?, N?, O?, P?, 6C, D; Horodyski et Donaldson, 1983, figs. 5C, D?–H?; Green et al., 1989, fig. 5J, Knoll et al., 1991, p. 553, fig. 19.3; Schopf, 1992, pl. 9, figs. F?–H?; Sergeev et al., 1995, p. 27, figs. 9.6, 9.7.

Sphaerophycus wilsonii Knoll, 1982, p. 783–784, pl. 9, figs. 5–9. *Gloeodiniopsis* aff. *gregaria* (partim): Сергеев, 1993, табл. II, фиг. 8, 10.

Tetraphycus conjunctum Lo, 1980, p. 150–152, pl. 3, figs. 1–5.

Описание. Сфероиды диаметром 2.5 – 10.5 мкм, встречающиеся поодиночке (монадами), парно (диадами), в триадах и тетрадах, окруженных общей оболочкой и обычно ассоциирующихся с матовидными колониями, образованными чехлами *Siphonophycus*. Внутри сфероидов часто присутствует непрозрачное шаровидное включение диаметром менее 0.5 мкм.

Замечания. Лю С.Ч. (Lo, 1980) описала из юдомской серии вид *Tetraphycus conjunctum* Lo, который при детальном переизучении по своим морфометрическим параметрам оказался идентичен *Sphaerophycus medium* и рассматривается как его младший синоним.

Распространение. Нижний–средний рифей: серия Дизмал Лейкс, Северная Америка, котуйканская и юсмастаская свиты, Анабарское поднятие, Сибирь; средний–верхний рифей: сухотунгсинская свита, Туруханское поднятие, Сибирь; верхний рифей: формация Конгломератов Дракен, Шпицберген; серия Элеонора Бэй, известняково-доломитовые “серии”, Восточная Гренландия; венд, юдомская серия.

Материал. Несколько сот экземпляров.

Род *Brachypleganon* Lo, 1980

Замечания. Род *Brachypleganon* был выделен Лю С.Ч. (Lo, 1980) как ископаемый аналог современных *Rhabdoderma* – подобных хроококковых цианобактерий, характеризующихся удлинённой, палочковидной формой клеток. Более вытянутая форма клеток отличает виды рода *Rhabdoderma* от видов рода *Synechococcus*, также обладающего эллипсоидными, но не столь удлинёнными клетками. В составе рода *Brachypleganon*, достаточно редко встречаемого среди докембрийских микробов, выделяется один вид.

Brachypleganon khandanum Lo, 1980

Табл. II, фиг. 13, 14

Brachypleganon khandanum Lo, 1980, p. 156, pl. II, figs. 9–12; Butterfield et al., 1994, p. 72, fig. 22J–22K.

Описание. Микрофоссилии удлинённо-эллиптической или палочковидной формы, встречающиеся одиночными экземплярами или в скоплениях, обычно не соприкасаясь друг с другом. Эллипсоиды состоят из однослойной полупрозрачной оболочки; структура боковой стенки мелкозернистая, ее толщина менее 0.5 мкм. Длина большей оси эллипсоидов изменяется от 2.0 до 5.0 мкм, малой оси – от 7.5 до 37.0 мкм.

Распространение. Верхний рифей, формация Сванбергфиллет, Шпицберген; венд, юдомская серия, Сибирь.

Материал. Около 15 экземпляров.

СЕМЕЙСТВО

ENTOPHYSALIDACEAE GEITLER, 1925

Род *Eoentophysalis* Hofmann emend. Mendelson et Schopf, 1982

Eoentophysalis yudomatica Lo, 1980

Табл. I, фиг. 5–11

Eoentophysalis yudomatica Lo, 1980, p. 146–150, pl. II, fig. 4–8.

Non *Eoentophysalis yudomatica*: Сергеев, Крылов, 1986, с. 86–88, табл. IX, фиг. 1–4; Янкаускас и др., 1989, с. 90, табл. XXIII, фиг. 2, 4, 6; Крылов и др., 1989, табл. I, фиг. 5а, б.

Описание. Многослойные сфероиды, встречающиеся в диадах, тетрадах и октадах и в колониях в количестве до нескольких сот. Морфология колоний изменчива, они варьируются от “рыхлых, разреженных” скоплений глеокапсовидных сфероидов до палмеллоидных колоний неправильной или кубовидной формы. Морфология отдельных сфероидов изменяется от шаровидной до эллипсоидной и часто вытянуто-эллипсоидной, отражающей, вероятно, однонаправленный, ускоренный рост водорослей, пытавшихся избежать захоронения при накоплении осадка. Наружные слои у оболочек сфероидов полупрозрачные, стенки тонкозернистые, толщиной около 0.5 мкм. Внутренние слои также полупрозрачные, средне- и грубозернистые, толщиной около 1.0 мкм. Непрозрачное шаровидное включение диаметром 0.5–3.0 мкм обычно прикреплено к внутренней стороне центрального слоя оболочки. Внешний диаметр сфероидов (равняется диаметру наружного слоя оболочки) изменяется от 11.0 до 23.0 мкм, внутренний (равняется диаметру центрального слоя оболочки) от 10.0 до 22.0 мкм.

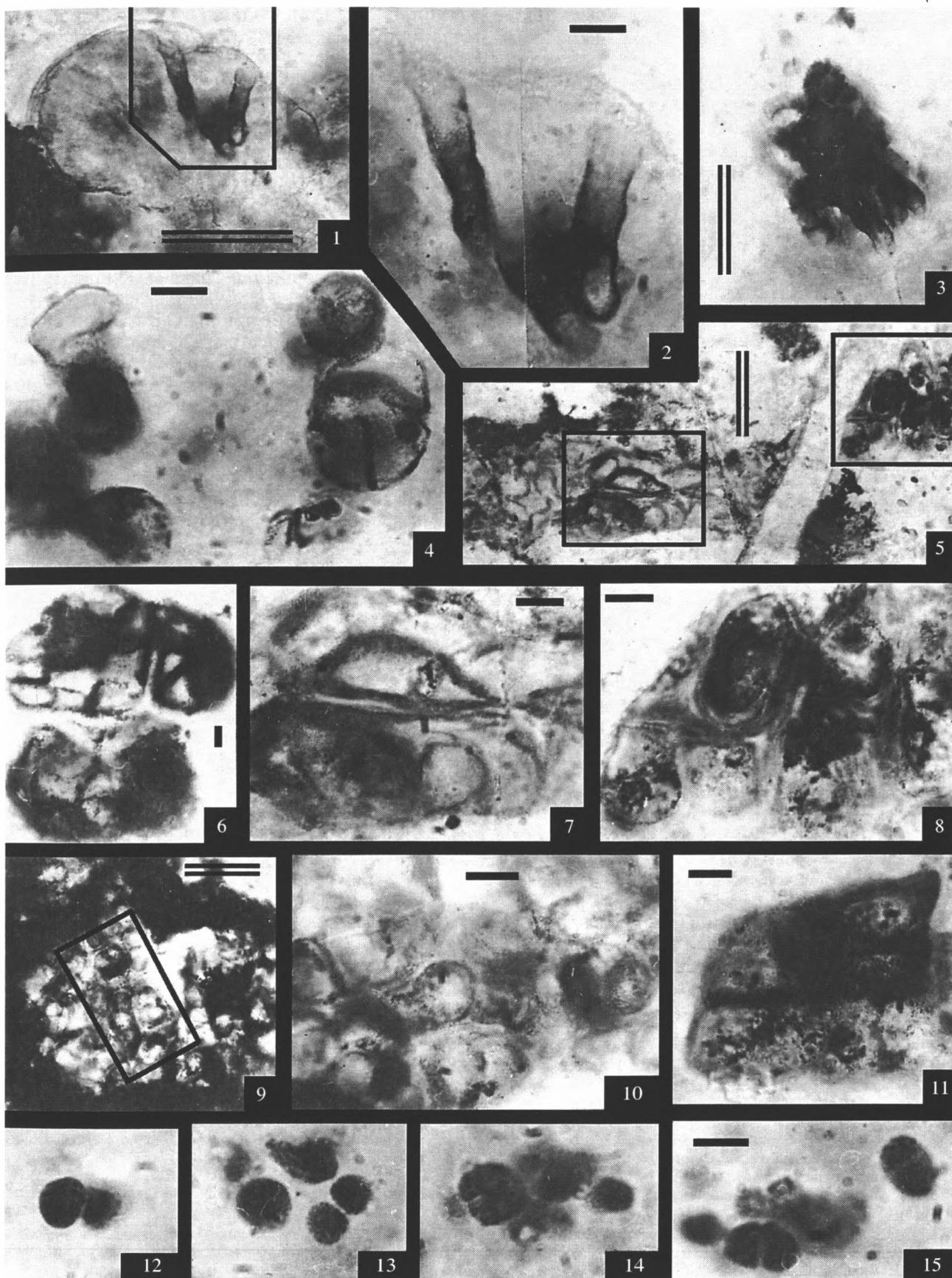
Замечания. Коккоидные микрофоссилии, описанные Лю С. Ч. (Lo, 1980) как *Eoentophysalis yudomatica*, не образуют корковидных колоний из многих тысяч клеток, как представители большинства энтофизалесовых водорослей, но они обладают другим диагностическим признаком данного семейства и демонстрируют однонаправленный поляризованный рост (табл. I, фиг. 5, 7). Поэтому данные коккоидные микрофоссилии из юдомской серии представляют собой остатки энтофизалесовых водорослей, а не случайные помертные скопления клеток хроококковых ци-

Таблица I. Окремненные микрофоссилии юдомской серии

1–4 – *Eohyella dichotoma* Green, Knoll et Swett; 1, 2 – (пятиугольник в 1) – ГИН № 658, шлиф 799, образец 49, т. 2; 3 – ГИН № 659, шлиф 797, образец 49, т. 1; 4 – ГИН № 660, шлиф 799, образец 49, т. 1; 5–11 – *Eoentophysalis yudomatica* Lo; 5, 7 (левый прямоугольник в 5) – ГИН № 661, 8 (правый прямоугольник в 5) – ГИН № 662, шлиф 809, образец 48, т. 2; 6 – ГИН № 663, шлиф 819, образец 48, т. 4; 9, 10 (прямоугольник в 9, развернутый по направлению часовой стрелки) – ГИН № 664, шлиф 819, образец 48, т. 7; 11 – ГИН № 665, шлиф 809, образец 48, т. 14; 12–15 – *Sphaerophycus medium* Horodyski et Donaldson; 12 – ГИН № 666, 13 – ГИН № 667, шлиф 782, образец 35, т. 1, 14 – ГИН № 668, 15 – ГИН № 669, шлиф 780, образец 35, т. 7.

Образцы № 48 и 49 происходят из обнажения № 30 (р. Алдан), образец № 35 из обнажения № 29 (устье р. Тарыннах); все образцы – сарданинская свита. Одинарная масштабная линейка равняется 10 мкм, двойная – 50 мкм. Для фиг. 12–15 масштабная линейка проставлена на фиг. 15.

Таблица I



анобактерий типа *Gloeodiniopsis lamellosa*, которые в миньарской свите первоначально также были приняты за колонии *Eoentophysalis yudomatica* (Сергеев, Крылов, 1986). *E. yudomatica* отличается от типового вида – *E. belcherensis* главным образом большими размерами сфероидов. Однако неясны отличия *E. yudomatica* от других крупных представителей рода *Eoentophysalis* – *E. dismallakesensis* (Horodyski, Donaldson, 1980), *E. arcata* (Mendelsohn, Schopf, 1982), *E. croxfordii* (Muir, 1976) и *E. magna* (McMenamin et al., 1983), чьи диаметры сфероидов достигают 20 мкм и более. Дальнейшие исследования могут показать, что эти виды являются синонимами или что часть из них не имеют отношения к роду *Eoentophysalis*.

Распространение. Венд, юдомская серия, Сибирь.

Материал. Несколько сот колоний.

ПОРЯДОК PLEUROCAPSALES GEITLER, 1925

СЕМЕЙСТВО NYELLACEAE BORZI, 1914

Род *Eohyella* Zhang et Golubic, emend. Green, Knoll et Swett, 1988

Eohyella dichotoma Green, Knoll et Swett, 1988

Табл. I, фиг. 1–4.

Eohyella dichotoma Green, Knoll et Swett, 1988, p. 846–848, figs. 8.5–8.10.

Описание. Проникающие внутрь субстрата (в основном оолитов) псевдонитчатые образования, состоящие из отдельных изометричных сфероидов, которые имеют неправильно эллиптическую или сферическую форму; оболочки однослойные, иногда внутри них присутствует непрозрачное темное сферическое включение. Сфероиды плотно прижаты друг к другу соприкасающимися сторонами и иногда разделяются надвое, что приводит к ложному дихотомическому ветвлению слагаемых ими псевдонитчатых образований (табл. I, фиг. 3). Часто внутри оолитов псевдонитчатые структуры распадаются на отдельные группы неориентированных сфероидов (табл. I, фиг. 4) и наоборот, в некоторых случаях стенки между сфероидами практически исчезают (по-видимому, в результате посмертного разложения), и ходы

сверления водорослей напоминают полые нити (табл. I, фиг. 1, 2). Ширина сфероидов (равняется диаметру псевдонитчатых структур и ходов сверления) колеблется от 8.0 до 15.0 мкм, длина сфероидов – от 9.0 до 29.0 мкм; длина псевдонитчатых структур и ходов сверления достигает 100–150 мкм, диаметр сфероидов в колониях, где потеряна псевдонитчатая структура организации, изменяется от 13.5 до 19.0 мкм. Оболочки сфероидов тонко-среднезернистые, толщина боковой стенки составляет 0.5–1.0 мкм, диаметр центрального включения колеблется от 1.0 до 3.0 мкм.

Замечания. В составе рода *Eohyella* выделяется 4 вида: *E. campbelliae* Zhang et Golubic, *E. rectoclada* Green, Knoll et Swett, *E. endoatracta* Green, Knoll et Swett и *E. dichotoma* Green, Knoll et Swett, различающиеся в основном характером ветвления и размерами псевдофиламентов и сфероидов. По своим морфометрическим параметрам обнаруженная в юдомской серии форма наиболее близка к виду *E. dichotoma*.

Распространение. Верхний рифей, серия Элеонора Бэй, Гренландия; венд, юдомская серия, Сибирь.

Материал. Около 10 колоний, каждая состоящая из нескольких псевдонитчатых структур.

КЛАСС HORMOGONEAE (GEITLER) ELENKIN, 1934

ПОРЯДОК OSCILLATORIALES ELENKIN, 1934

СЕМЕЙСТВО OSCILLATORIAEAE (S.F. GRAY) DUMORTIER EX KIRCHNER, 1898

Род *Eoschizothrix* Lee Seong-Joo et Golubic, 1998

Eoschizothrix composita Lee Seong-Joo et Golubic, 1998

Табл. II, фиг. 2, 4, 5

Eoschizothrix composita Lee Seong-Joo et Golubic, 1998, p. 181–182, figs. 2, 3, 5, 6, 10

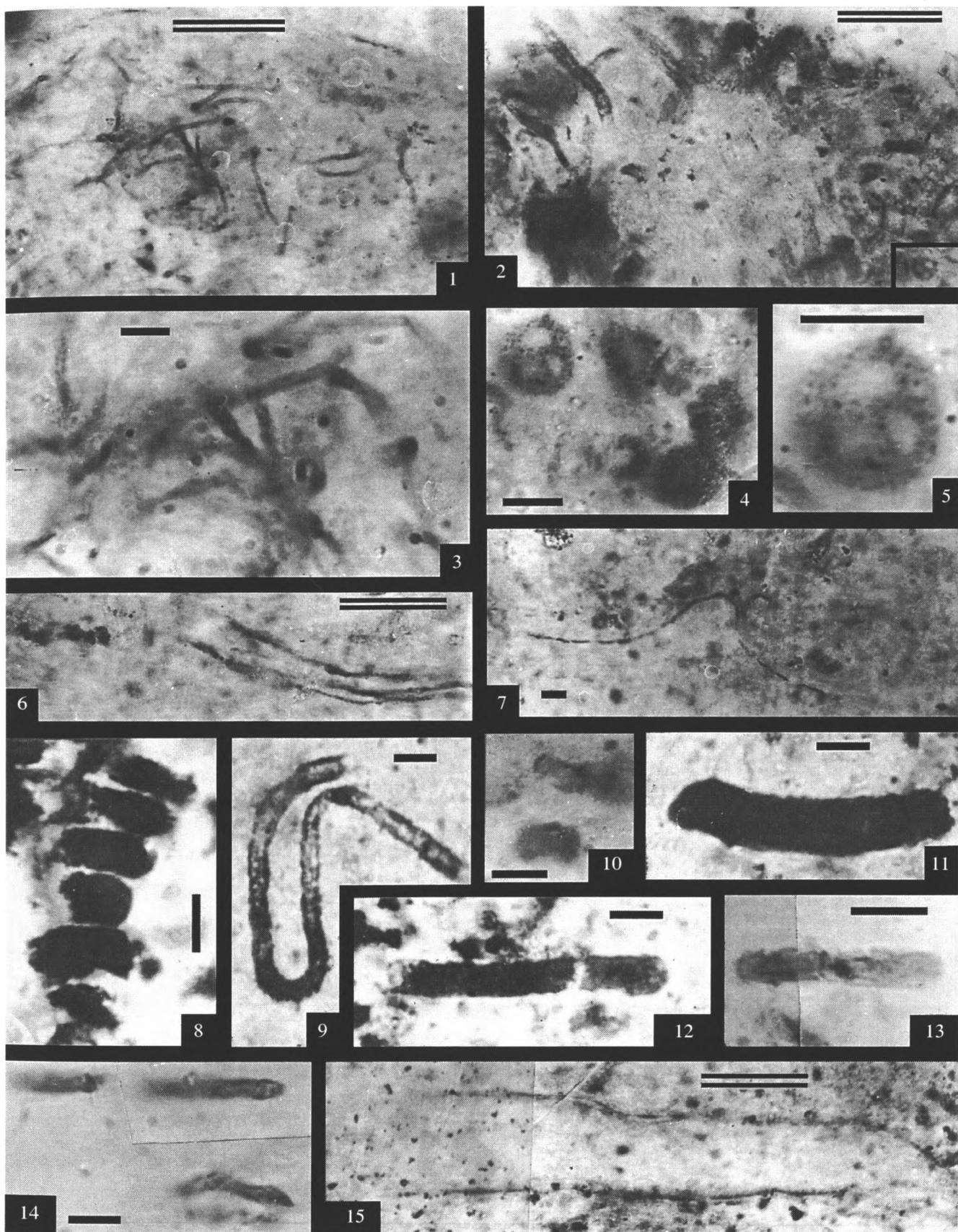
Описание. Несуживающиеся, открытые с обоих концов полые трубчатые образования, от 1 до 3, находящиеся внутри общего чехла и имеющие в поперечном сечении округло-овальную, несколько сплюснутую форму. Нити в количестве несколько сотен собраны в колонии, которые имеют стратиформную или сферическую морфологию. Диаметр отдельных трубчатых образова-

Таблица II. Окремненные микрофоссилии юдомской серии

1, 3 – *Siphonophycus robustum* (Schopf), ГИН № 670, шлиф 780, образец 35, т. 6; 2, 4 и 5 (квадрат в 2) – *Eoschizothrix composita* Lee Seong-Joo et Golubic, ГИН № 671, шлиф 773, образец 41, т. 3; 6 – *Eomicrocoleus crassus* Horodyski et Donaldson, ГИН № 672, шлиф 780, образец 35, т. 5; 7 – *Siphonophycus septatum*, ГИН № 673, шлиф 780, образец 35, т. 1; 8 – *Obruchevella* sp., ГИН № 674, шлиф 819, образец 48, т. 9; 9 – *Siphonophycus typticum* (Hermann), ГИН № 675, шлиф 812, образец 41, т. 2; 10 – *Eosynechococcus moorei* Hofmann, ГИН № 676, шлиф 820, образец 41, т. 11; 11, 12 – *Archaeoellipsoides elongatus* (Golovenoc et Belova); 11 – ГИН № 677, шлиф 818, образец 41, т. 1; 12 – ГИН № 678, шлиф 812, образец 41, т. 2; 13, 14 – *Brachypleganon khandanum* Lo; 13 – ГИН № 679, шлиф 826, образец 35, т. 20; 14 – ГИН № 680, шлиф 826, образец 35, т. 15; 15 – *Siphonophycus solidum* (Golub), ГИН № 681, шлиф 789, образец 41, т. 1.

Образец № 48 происходит из обнажения № 30 (р. Алдан), образцы № 35 и 41 из обнажения № 29 (устье р. Тарыннах); образец № 35 – юкандинская свита, образцы № 41 и 48 – сарданинская свита. Одинарная масштабная линейка равняется 10 мкм, двойная – 50 мкм.

Таблица II



ний колеблется от 3.0 до 3.5 мкм, диаметр окружающих их общих чехлов достигает 12.0 мкм.

Замечание. Род *Eoschizothrix* в отличие от рода *Eomicrocoleus* (см. ниже) рассматривается его авторами как несомненные остатки политрихотозных фотосинтезирующих цианобактерий, ископаемые популяции которых отражают все морфологические и поведенческие особенности, характерные для современных водорослей рода *Schizothrix* (Lee Seong-Joo, Golubic, 1998). Большинство же остатков *Eoschizothrix composita* из юдомской серии по формальным критериям должны были бы быть отнесены к виду *Siphonophycus turiscum*.

Распространение. Нижний-средний рифей, формация Гаюйчжуань, Китай; венд, юдомская серия, Сибирь.

Материал. Несколько десятков нитей в одной колонии.

Р о д *Eomicrocoleus* Horodyski et Donaldson, 1980
Eomicrocoleus crassus Horodyski et Donaldson, 1980

Табл. II, фиг. 6

Eomicrocoleus crassus Horodyski and Donaldson, 1980, p. 154, figs. 15A, 15B.

Описание. Пучки параллельно расположенных трихомов, окруженных общим цилиндрическим чехлом. Трихомы плохо сохранились и, по-видимому, подверглись сжатию после гибели микроорганизмов, их поперечные перегородки практически неразличимы; боковые стенки грубо-зернистые, диаметр трихомов составляет 1.0–2.0 мкм. Диаметр окружающего трихомы чехла в поперечном сечении составляет 15.0–25.0 мкм, они характеризуются наличием тонко- или среднезернистой боковой стенки диаметром около 1 мкм.

Замечания. Вид *Eomicrocoleus crassus* был описан из среднерифейской группы Дизмал Арктической Канады (Horodyski, Donaldson, 1980) как ископаемый аналог современных политрихотозных осцилляториевых цианобактерий типа *Microcoleus*, *Hydrocoleum* и *Schizothrix*. Однако морфологические особенности этой ископаемой формы характерны не только для перечисленных выше таксонов синезеленых водорослей, но и для некоторых нефототрофных бактерий или даже для посмертно сконденсированных трихомов пер-

воначально монотрихотозных форм. Поэтому Ли Сень-Джо и С. Голубич (Lee Seong-Joo, Golubic, 1998) описали род *Eoschizothrix*, который по своим морфологическим особенностям и характеру распределения в породе несомненно представляет собой ископаемые аналоги фототрофных политрихотозных цианобактерий, предложив рассматривать род *Eomicrocoleus* как формальный таксон, подобно роду *Siphonophycus* (Knoll et al., 1991).

Распространение. Широко распространен в докембрийских окремненных микробиотах.

Материал. Около двух десятков не очень хорошо сохранившихся нитей.

Р о д *Obruchevella* Reitlinger, 1948

Obruchevella sp.

Табл. II, фиг. 8

Описание. Темные непрозрачные нити, завитые в цилиндрическую спираль. Диаметр нити составляет 7.0–11.0 мкм, диаметр уцелевшего фрагмента спирали около 23.0 мкм, длина спирали – 56 мкм.

Замечание. По своим морфометрическим параметрам обнаруженная в кремнях юдомской серии форма близка к виду *Obruchevella parva*. Однако точной видовой идентификации мешает плохая сохранность единичной находки.

Материал. Один экземпляр плохой сохранности.

INSERTAE SEDIS

Р о д *Osculosphaera* Butterfield 1994

Замечание. Н. Баттерфильд (Butterfield et al., 1994) выделил этот род для микрофоссилий сфероидальной формы с неорнаментированной поверхностью, имеющих окруженное ободком отверстие в оболочке, диаметром примерно составляющим 20–25% от диаметра сфероида. Эти микрофоссилии представляют, по-видимому, остатки эукариотных фитопланктонных микроорганизмов, однако их точная биологическая природа, как и большинства других акритарх, неясна.

Osculosphaera tarynnachia sp. nov.

Табл. III, фиг. 4–9.

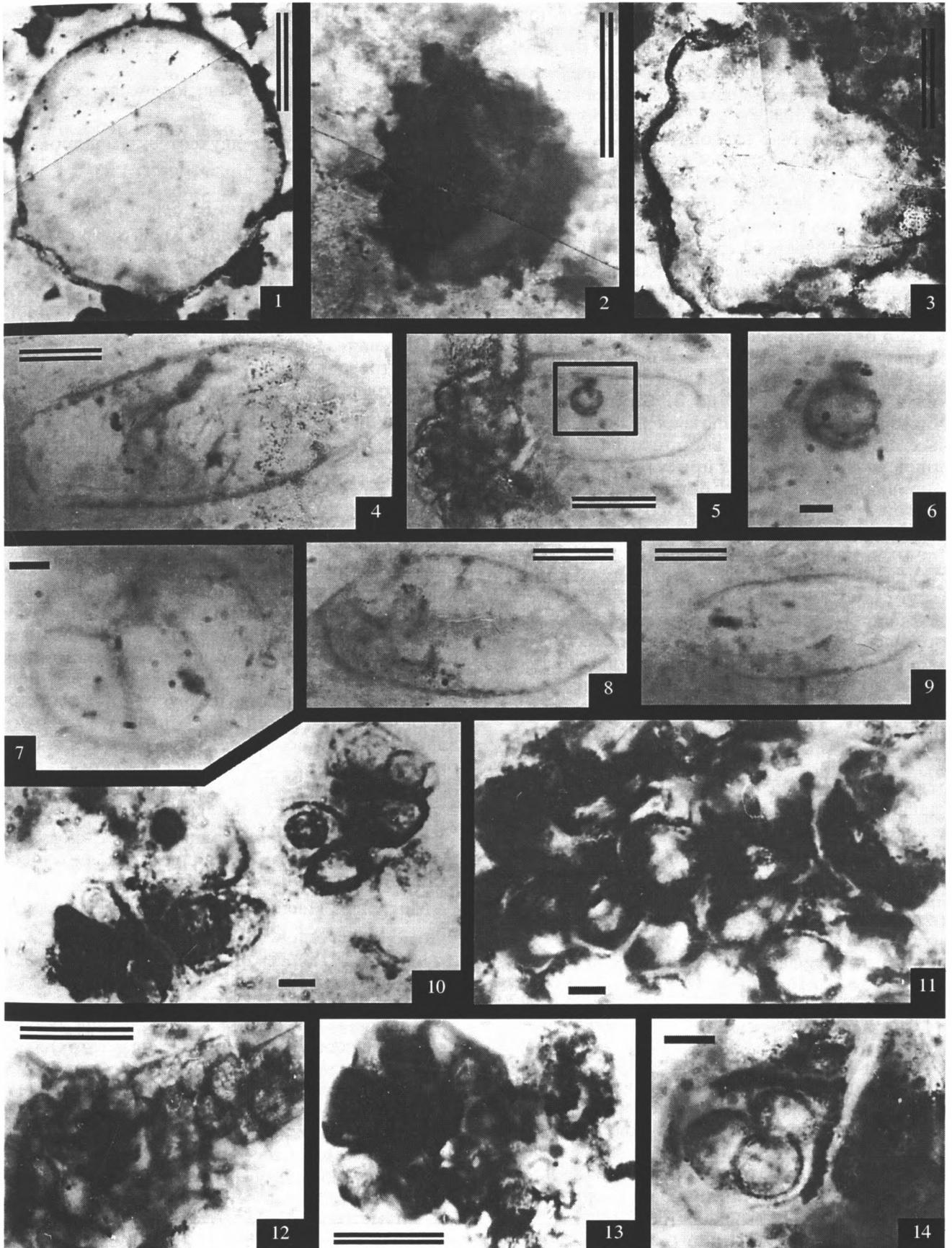
Название вида от названия р. Тарыннах, притока р. Белая.

Таблица III. Окремненные микрофоссилии юдомской серии

1, 3 – *Leiosphaeridia* sp.; 1 – ГИН № 682, шлиф 766, образец 50, т. 1; 3 – ГИН № 683, шлиф 773, образец 41, т. 1; 2 – *Meghystrichosphaeridium* sp., ГИН № 684, шлиф 790, образец 47, т. 11; 4–9 – *Osculosphaera tarynnachia* sp. nov.; 4 – голотип, ГИН № 685, шлиф 826, образец 35, т. 13; 5, 6 (квадрат в 5) – ГИН № 686, шлиф 826, образец 35, т. 13; 7 – ГИН № 687, шлиф 822, образец 41, т. 1; 8 – ГИН № 688, шлиф 826, образец 35, т. 18; 9 – ГИН № 689, шлиф 826, образец 35, т. 18; 10, 14 – *Gloeodiniopsis* sp.; 10 – ГИН № 690, шлиф 790, образец 50, т. 2; 14 – ГИН № 691, шлиф 786, образец 50, т. 7; 11 – *Mухососсоидес chlorelloidea* Knoll, Swett et Mark, ГИН № 692, шлиф 790, образец 50, т. 10; 12, 13 – *Mухососсоидес staphylidion* Lo; 12 – ГИН № 693, шлиф 834, образец 49, т. 1; 13 – ГИН № 681, шлиф 834, образец 49, т. 8.

Образцы № 47, 49 и 50 происходят из обнажения № 30 (р. Алдан), образцы № 35 и 41 из обнажения № 29 (устье р. Тарыннах); образец № 35 – юкандинская свита, образцы № 41, 47–50 – сарданинская свита. Одинарная масштабная линейка равняется 10 мкм, двойная – 50 мкм.

Таблица III



Голотип. – ГИН № 4698/685; Учуро-Майский район, р. Белая, устье р. Тарыннах; венд, юдомская серия.

Описание. Сфероиды с гладкой поверхностью, встречающиеся одиночно, парами или скоплениями, в которых они расположены свободно, не соприкасаясь или слегка соприкасаясь боковыми стенками. Морфология сфероидов варьируется от сферической до вазовидной или сплюснуто-эллиптической, веретенной формы с острыми или тупыми, часто разомкнутыми окончаниями, причем отверстие в оболочке иногда окружено слабовыраженным ободком. Оболочка сфероидов обычно однослойная, иногда многослойная, при этом внешние слои последовательно окружают внутренние. Отдельные сфероиды могут состоять из нескольких более мелких, дочерних сфероидов, находящихся внутри них в количестве от 2 до 8. Внутренние слои оболочек могут сокращаться до незначительных, по отношению к внешним слоям, размеров, и внутри них может присутствовать темное шаровидное включение, прикрепленное к внутренней стороне центрального слоя. Диаметр большой оси эллипсоидов изменяется от 15 до 250 мкм, малой оси – от 10 до 155 мкм; боковая стенка имеет аморфную или мелкозернистую структуру у внешних слоев оболочки или среднезернистую до грубозернистой у центральных слоев, ее толщина варьируется от 0.5–1.0 мкм у наружных слоев до 2.0–3.0 мкм у центральных. Диаметр темного шаровидного включения, присутствующего внутри некоторых сфероидов, составляет 2.0–3.0 мкм.

Замечания. *Osculosphaera tarynnachia* sp. nov. отличается от *Osculosphaera hyalina* Butterfield, главным образом, эллипсоидной формой отдельных сфероидов, а также более слабовыраженным ободком. Следует заметить, что в связи с нечеткостью этого признака отнесение юдомских микрофоссилий к роду *Osculosphaera* несколько условно, но характерных отличительных особенностей, необходимых для выделения нового рода, также явно недостаточно.

Osculosphaera tarynnachia представляет собой остатки, по-видимому, фитопланктонных микроорганизмов в связи с независимым, аллохтонным характером их распределения в матах *Siphonophycus*. Первоначальная форма организмов, вероятно, была сферической, о чем говорят отдельные находки практически идеально правильных сфероидов; уже в танатоценозе после гибели микроорганизмов происходила их деформация и уплотнение клеток до эллипсоидной формы, часто заканчивающаяся разрывом оболочки. Иногда происходил и двусторонний разрыв оболочки, в

результате чего противоположные стенки ориентировались параллельно друг другу; в сечениях шлифов подобные раздавленные сфероиды напоминают нити.

Распространение. Венд, юдомская серия, Сибирь.

Материал. Около двухсот экземпляров различной сохранности.

Род *Mухососсоидес* Schopf, 1968

Mухососсоидес chlorelloidea Knoll, Swett et Mark, 1991

Табл. III, фиг. 11

Mухососсоидес chlorelloidea Knoll, Swett et Mark, 1991, p. 558, figs. 13.1–13.4.

Описание. Сфероиды с однослойной оболочкой, встречающиеся поодиночке, в диадах, триадах, тетрадах (плоские и пирамидальные) и в колониях из нескольких десятков экземпляров, в которых они плотно прижаты друг к другу. Оболочка сфероидов обычно полупрозрачная, как правило, сферической формы; ее наружная поверхность и боковая стенка среднезернистые, толщина последней 1.0–1.5 мкм. Диаметр сфероидов изменяется от 18.0 до 27.0 мкм.

Замечания. На сегодня в составе рода *Mухососсоидес*, рассматриваемого как таксон, объединяющий остатки микроорганизмов гетерогенного происхождения, описано более тридцати видов, часто с перекрывающимися морфометрическими параметрами. В связи с простой морфологией большинства видов отличить их друг от друга достаточно сложно. *M. chlorelloidea* отличается от других видов рода *Mухососсоидес* размерами и наличием определенных морфологических форм, напоминающих стадии в жизненном цикле современной зеленой водоросли *Chlorella*.

Распространение. Поздний рифей: формация Конгломератов Дракен, Шпицберген; венд: юдомская серия, Сибирь.

Материал. Несколько десятков экземпляров.

Mухососсоидес staphylidion Lo, 1980

Табл. III, фиг. 12, 13

Mухососсоидес staphylidion Lo, 1980, p. 152–154, Pl. III, figs. 6–9.

Описание. Сфероиды с однослойной оболочкой, встречающиеся в колониях (агрегатах) шаровидной или неправильной формы из нескольких десятков плотно прижатых друг к другу экземпляров. Оболочка сфероидов обычно прозрачная; наружная поверхность и боковая стенка тонкоили среднезернистые, толщина последней около 1 мкм. С внутренней стороны оболочки может быть прикреплено включение шаровидной формы диаметром 1.0–2.0 мкм. Наружный диаметр сфероидов составляет 14.0–18.0 мкм.

Замечания. *Mухосoccoides staphylidion* Lo известен только из юдомской серии – однако подобный эндемизм, возможно, связан с тем, что виды рода *Mухосoccoides* достаточно сложно отличаются один от другого.

Распространение. Венд, юдомская серия, Сибирь.

Материал. Несколько экземпляров.

Р о д *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958

Leiosphaeridia sp.

Табл. III, фиг. 1, 3

Описание. Одиночные сфероиды округлых или волнистых очертаний с однослойной полупрозрачной оболочкой. Наружная поверхность и стенка сфероидов тонко- или среднезернистые, толщина последней составляет 2.0–3.0 мкм. Диаметр сфероидов изменяется от 75.0 до 175.0 мкм.

Замечание. На поверхности некоторых оболочек *Leiosphaeridia* sp. присутствуют небольшие выросты, однако имеют ли они вторичное или первичное происхождение однозначно сказать нельзя. *Leiosphaeridia* sp. в юдомской микробиоте встречается достаточно часто, а характер распределения указывает на их планктонное происхождение.

Материал. Несколько десятков экземпляров.

Р о д *Meghystrichosphaeridium* Zhang, Yin, Xiao et Knoll, 1998

?*Meghystrichosphaeridium* sp.

Табл. III, фиг. 2

Описание. Одиночная темная непрозрачная оболочка диаметром около 75 мкм, несущая нечеткие темные непрозрачные выросты диаметром 2.0–4.0 мкм и длиной 7.0–8.0 мкм.

Замечание. Обнаруженная микрофоссилия представляет собой, по-видимому, остатки несомненно фитопланктонных микроорганизмов, однако, как и в случае с *Leiosphaeridia* sp., неясен вопрос с первичным или вторичным генезисом выростов на оболочке.

Материал. Один экземпляр.

Я выражаю благодарность М.А. Федонкину, ПИН РАН и М.С. Якшину, ИГиГ СО РАН за рецензию первого варианта статьи и сделанные полезные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 98-05-64259 и № 99-05-64054, и гранта PalSipr Американского палеонтологического общества (грант Сепковского).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бурзин М.Б. Органикостенные микрофоссилии и события позднего венда Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (Рифей и венд). Уфа: Башкиргеология, 1990. С. 37–39.

Бурзин М.Б. Основные тенденции в историческом развитии фитопланктона в позднем докембрии и раннем кембрии // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 51–62.

Венецкая С.Л., Герасименко Л.М. Электронно-микроскопическое изучение микроорганизмов в галофильном цианобактериальном сообществе // Микробиология. Т. 57. Вып. 3. 1988. С. 450–457.

Волкова Н.А. Акритархи и другие растительные микрофоссилии Восточно-Европейской платформы // Вендская система. М.: Наука, 1985. Т. 2. С. 130–139.

Колосов П.Н. Верхнедокембрийские палеоальгологические остатки Сибирской платформы. М.: Наука, 1982. 93 с.

Колосова С.П. Позднедокембрийские шиповатые микрофоссилии востока Сибирской платформы // Альгология. 1991. Т. 1. № 2. С. 53–59.

Крылов И.Н., Вейс А.Ф., Сергеев В.Н. Микрофоссилии в стратиграфии докембрия: проблемы и перспективы // Тр. ГИН АН СССР. 1989. Выпуск 431. С. 31–41.

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

Мезенцев А.В., Нестеренко А.П., Сухоруков В.И., Ян Жин-Шин В.А. Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия // Геология и геофизика. 1978. № 6. С. 19–29.

Павлов В.Е., Бураков К.С., Челмович В.А., Журавлев Д.З. Палеомагнетизм силлов Учуро-Майского района и оценка напряженности геомагнитного поля в позднем рифее // Физика Земли. 1992. № 1. С. 92–101.

Петров П.Ю. Условия осадконакопления нижних свит рифея северной части Туруханского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 55–56.

Петров П.Ю., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Развитие рифейской карбонатной платформы и распределение на ней окремненных микрофоссилий: сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 79–100.

Пятилетов В.Г., Рудаевская В.А. Акритархи юдомского комплекса // Вендская система. М.: Наука, 1985. Т. 2. С. 153–159.

Работнов В.Т., Нарожных Л.И. К стратиграфии нижнекембрийских отложений Учуро-Майского района // Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып. 7. Якутск. 1961. С. 18–28.

Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С. и др. Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 21–31.

Решение IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1989. 62 с.

Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 207 с.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 221 с.

- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 134 с.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии рифея Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 35–50.
- Сергеев В.Н., Крылов И.Н.* Микрофоссилии миньярской свиты бассейна реки Инзер // Палеонтологический журнал. № 1. 1986. С. 84–95.
- Соколов Б.С.* Вендская система и “Неопротерозой-III” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 51–67.
- Соколов Б.С.* Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 1997. 156 с.
- Старников А.И., Сухоруков В.И., Якишин М.С.* Юдомская серия севера Юдомо-Майского прогиба // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 61–73.
- Сухоруков В.И.* Юдомская серия и пестроцветная свита хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 79–101.
- Хоментовский В.В.* Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.
- Хоментовский В.В., Шенфильд В.Ю., Пятилетов В.Г.* Основные проблемы стратиграфии доусольских отложений внутренних районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 3–11.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А.* Специфика экологии венд-кембрийских биот мелкораковинной фауны Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 8–17.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А.* Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 3–25.
- Хоментовский В.В., Федоров А.Б., Карлова Г.А.* Нижняя граница кембрия во внутренних разрезах Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 1. С. 3–11.
- Якишин М.С.* Юдомская серия бассейнов Аима, Май в среднем течении и Юдомы // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 66–79.
- Якишин М.С., Переверзев Л.П.* Юдомская серия верхнего течения р. Мая // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 58–63.
- Янкаускас Т.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С. и др.* Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al.* Calibrating rates of Early Cambrian Evolution // Science. 1983. V. 261. P. 1293–1298.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K.* Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfiellet Formation, Spitsbergen // Fossils and Strata. 1994. № 34. 84 p.
- Brasier M.D., Cowie J., Taylor M.* Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype. // Episodes. 1994a. V. 17. № 1–2. P. 3–8.
- Brasier M.D., Corfield R.M., Derry L.A. et al.* Multiple $\delta^{13}\text{C}$ excursions spanning the Cambrian explosion to the Botomian crisis in Siberia // Geology. 1994b. V. 22. P. 455–458.
- Golubic S.* Organisms that build stromatolites / Ed. Walter M.R. Stromatolites. Amsterdam – Oxford – New York: Elsevier, 1976. P. 113–126.
- Green J.W., Knoll A.H., Swett K.* Microfossils from oolites and pisolites of the Upper Proterozoic Eleonora Bay Group, central East Greenland // J. Paleontology. 1988. V. 62. P. 835–852.
- Green J.W., Knoll A.H., Swett K.* Microfossils from silicified stromatolitic carbonates of the Upper Proterozoic Limestones-Dolomite “Series,” Central East Greenland // Geol. Magazine. 1989. V. 119. P. 527–551.
- Hofmann H.J., Jackson C.D.* Shelf-facies microfossils from the Uluksan Group (Proterozoic Bylot Supergroup), Baffin Island, Canada // J. Paleontology. 1991. V. 65. P. 361–382.
- Horodyski R.J., Donaldson J.A.* Microfossils from the Middle Proterozoic Dismal Lakes Group, Arctic Canada // Precamb. Res. 1980. V. 11. P. 125–159.
- Horodyski R.J., Bloeser B., Haar S.V.* Laminated algal mats from a coastal lagoon, Laguna Mormona, Baja California // J. Sediment. Petrology. 1977. V. 47. P. 680–696.
- Kah L.C., Knoll A.H.* Microbenthic distribution of Proterozoic tidal flats: environmental and taphonomic considerations // Geology. 1996. V. 24. P. 79–82.
- Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // Precamb. Res. 1995. V. 73. P. 27–49.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al.* Integrated chronostratigraphy of Proterozoic-Cambrian boundary beds in the western Ahabar region, northern Siberia // Geol. Magazine. 1996. V. 133. № 5. P. 509–533.
- Knoll A.H.* Microfossils from the Late Precambrian Draken Conglomerate, Ny Friesland, Svalbard // J. Paleontol. 1982. V. 56. № 3. P. 577–790.
- Knoll A.H.* Vendian microfossils in metasedimentary cherts of the Scotia Group, Prins Karls Forland, Svalbard // Palaeontology. 1992. V. 35. P. 751–774.
- Knoll A.H., Swett K., Mark J.* Paleobiology of a Neoproterozoic tidal flat/lagoonal complex: the Draken Conglomerate Formation, Spitsbergen // J. Paleontology. 1991. V. 65. P. 531–570.
- Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P.* Integrated approach to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // Precamb. Res. 1995. V. 73. P. 251–270.
- Landing E.* Precambrian-Cambrian boundary stratotype ratified and new perspective of Cambrian time // Geology. 1994. V. 22. № 2. P. 179–182.
- Lee Seong-Joo, Golubic S.* Multi-trichomous cyanobacterial microfossils from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation, China: Paleontological and taxonomic implications // Lethaia. 1998. V. 31. P. 169–184.
- Lo S.C.* Microbial fossils from the Lower Yudoma Suite, Earliest Phanerozoic, Eastern Siberia // Precamb. Res. 1980. V. 13. P. 109–166.

- Magaritz M., Holzer V.T., Kirschvink J.L.* Carbon isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform // *Nature*. 1986. V. 320. P. 258–259.
- Magaritz M., Kirschvink J.L., Latham A.J. et al.* Precambrian/Cambrian boundary problem: Carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco // *Geology*. 1991. V. 19. P. 847–850.
- McMenamin D.S., Kumar S., Awramik S.M.* Microbial fossils from the Kheinjoo Formation, Middle Proterozoic Semri Group (Lower Vindhyan), Son Valley Area, Central India // *Precamb. Res.* 1983. V. 21. № 1/2. P. 247–271.
- Mendelson C.V., Schopf J.W.* Proterozoic microfossils from the Sukhaya Tunguska, Shorikha, and Yudoma Formations of the Siberian platform, USSR // *J. Paleontology*. 1982. V. 56. P. 42–83.
- Moczydlowska M.* Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian – Cambrian boundary in southeastern Poland // *Fossils and Strata*. 1991. № 29. 127 p.
- Moczydlowska M., Vidal G., Rudavskaya V.A.* Neoproterozoic (upper Vendian) phytoplankton from the Siberian Platform, Yakutia // *Palaeontology*. 1995. V. 36. P. 495–521.
- Muir M.D.* Proterozoic microfossils from the Amelia Dolomite, McArthur Basin, Northern Territories // *Alcheringa*. 1976. V. 1. № 1.2. P. 143–158.
- Pelechaty S.M., Kaufman A.J., Grotzinger J.P.* Evaluation of $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy for intrabasinal correlation: Vendian strata of northeast Siberia // *GSA Bulletin*. 1996. V. 108. № 8. P. 992–1003.
- Pelechaty S.M., Grotzinger J.P., Kashirtsev V.A., Zhernovsky V.P.* Chemostratigraphic and Sequence Stratigraphic Constraints on Vendian-Cambrian Basin Dynamics, Northeast Siberian Craton // *J. Geology*. 1996. V. 104. P. 543–563.
- Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al.* U-Pb geochronology of Riphean sandstones and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1998. V. 164. № 3–4. C. 409–420.
- Sailor B.Z., Kaufman A.J., Grotzinger J.P., Urban F.* A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia // *J. Sediment. Res.* 1998. V. 68. № 6. P. 1223–1235.
- Schopf J.W.* Microflora of the Bitter Springs Formation, late Precambrian, Central Australia // *J. Paleontology*. 1968. V. 42. P. 651–688.
- Schopf J.W.* Atlas of representative Proterozoic microfossils / Eds. Schopf J.W., Klein C. *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. P. 1055–1118.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger J.P.* Paleobiology of the Mesoproterozoic Billiakh Group, Anabar Uplift, Northeastern Siberia // *J. Paleontol.* 1995. V. 69. Memoir 39. 37 p.
- Tiwari M., Knoll A.H.* Large Acanthomorphic Acritarchs from the Infrakrol Formation of the Lesser Himalaya and their Stratigraphic Significance // *J. Himalayan Geology*. 1994. V. 5. P. 193–201.
- Zang W., Walter M.R.* Late Proterozoic and Cambrian microfossils and biostratigraphy, Amadeus Basin, central Australia // *Assoc. Austral. Palaeontologists*. 1992. Memoir № 12. P. 1–132.
- Zhang Yun, Yin Leiming, Xiao Shuhai, Knoll A.H.* Permineralised fossils from the terminal Proterozoic Doushantou Formation, South China // *J. Paleontology*. 1998. V. 72. Memoir 50. 52 p.

Рецензенты М.А. Федонкин, М.С. Якишин

УДК 56(11): 551.734.2(571.6+517.3)

К БИОСТРАТИГРАФИИ НИЖНЕГО ДЕВОНА ДАЛЬНОГО ВОСТОКА РОССИИ И МОНГОЛИИ

© 2002 г. Р. Е. Алексеева *, Г. Р. Шишкина **

*Палеонтологический институт РАН, Москва

*Федеральное государственное унитарное горно-геологическое предприятие "Хабаровскгеология",
Хабаровск

Поступила в редакцию 13.06.2000, получена после доработки 08.05.2001 г.

В статье обобщены последние данные по изучению биостратиграфии нижнего девона исследуемых регионов. Приводятся описания опорных разрезов из терригенных и карбонатных фаций, резко отличающихся по составу фауны. Карбонатные разрезы Монголии, содержащие слои с конодонтами – индексами стандартных зон, сопоставлены с общей стратиграфической шкалой девона. В терригенных разрезах Дальнего Востока и Монголии выделены региональные зоны, охарактеризованные сходными комплексами брахиопод, сменяющимися по вертикали с одинаковой последовательностью. Корреляция региональных зон со стандартной схемой нижнего девона проведена на основе их сопоставления с карбонатными разрезами.

Ключевые слова. Нижний девон, стандартные ярусы, региональные зоны, корреляция, монголо-охотская фауна, эндемизм, гомеоморфия.

Среди девонских отложений Монголо-Охотской области наиболее широко распространены морские мелководные образования нижнего девона, представленные терригенными и карбонатными породами. Здесь на преобладающей площади развиты мощные терригенные серии, выполняющие регенированные и вновь заложенные мульды и прогибы, формировавшиеся в разное время. Они содержат обильную и разнообразную, но высоко эндемичную фауну, названную монголо-охотской. Этой фауной охарактеризованы однофациальные толщи Северного Прибалхашья в Казахстане, Монголии, России в Забайкалье и на Дальнем Востоке, Северо-Восточном Китае. Совершенно иной состав имеют фоссилии в карбонатных отложениях на юге Монголии, которые распространены в широтной полосе, протягивающейся от западной до восточной государственных границ страны. Карбонатные породы содержат донную биоту, сходную по составу с алтае-сянжской, а также конодентов и тентакулитов, обладающих высоким корреляционным потенциалом.

При стратиграфических исследованиях в Монголо-Охотской области основное внимание уделяется брахиоподам, которые по своему обилию, разнообразию и быстрой эволюции способны обеспечить детальное расчленение разрезов и их корреляцию. Однако значительные затруднения при проведении этих работ создаются обширным распространением гомеоморфных групп. Большое сходство внешнего строения раковин брахиопод в составе монголо-охотской и аппалачской

фаун вводило в заблуждение многих палеонтологов. На основе ошибочного отождествления видов разрабатывались стратиграфические и палеобиогеографические схемы. Так, раннедевонские акватории Монголо-Охотской области и Северной Америки были объединены в единую Тихоокеанскую палеобиогеографическую область и соответственно этому в разрезах нижнего девона устанавливались интервалы, отвечающие формациям Северной Америки (Модзалевская и др., 1978; Ржонсницкая и др., 1979).

Только после монографического изучения брахиопод из терригенных отложений нижнего девона Монголии было выявлено, что формы, сходные по внешнему строению с аппалачскими видами, отличаются от них по внутренним структурам и относятся к другим родам. Кроме этого, удалось установить следующее: 1 – изученные комплексы резко отличаются по составу от одновозрастных сообществ в карбонатных породах; 2 – среди преобладающего числа эндемиков находятся виды, характерные для отложений лохковского и эмского ярусов; 3 – монгольские терригенные разрезы сопоставимы с терригенно-карбонатными Горного Алтая, а карбонатные – с разрезом Салаира. По данным промежуточной корреляции местные стратотоны были отнесены к стандартным ярусам (Алексеева и др., 1981).

Сходство систематического состава брахиопод из терригенных отложений Дальнего Востока и Монголии было установлено авторами настоящей статьи при непосредственном сравнении кол-

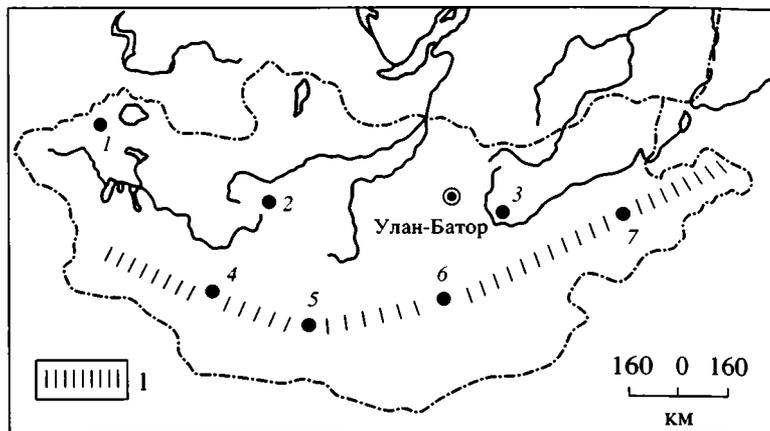


Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов нижнего девона Монголии.

Разрезы: 1 – Ямату-гол; 2 – Тарят; 3 – Керулен; 4 – Цогт-Бигэр; 5 – Чахирин-худук; 6 – Бортэк; 7 – Барун-урт. 1 – полоса распространения карбонатных отложений.

лекций. На основе ревизии видового состава брахиопод, Г.Р. Шишкиной разработана детальная стратиграфическая схема девона Дальнего Востока и проведена корреляция с разрезами Монголии и Алтае-Саянской области (Talent et al., 1987; Yolkin et al., 2000). Эта схема утверждена на последнем стратиграфическом совещании (Решения 4-го Межведомств. стратиграф. совещ., 1994). В последние годы начато монографическое изучение нижнедевонских брахиопод Дальнего Востока и Монголии (Алексеева, Афанасьева, Шишкина, 2001). В результате этой работы получены материалы, позволяющие проводить корреляцию нижнедевонских разрезов из терригенных и карбонатных фаций минуя промежуточную параллелизацию с разрезами Алтае-Саянской области. Выявлен разрез на р. Кайле (Среднее Приамурье) с непрерывной последовательностью слоев от силура до среднего девона, содержащий фауну, сопоставимую как с терригенными, так и с карбонатными разрезами Монголии. Последние являются опорными для нижнего девона исследуемой области, так как на разных уровнях содержат конодонты с индексами стандартных зон (Алексеева, Аристов и др., 1996; Аристов, Нямсурен, 1998; Ворожбитов, 1998). В карбонатных разрезах уровни с конодонтами создают каркас для непосредственного сопоставления с общей стратиграфической шкалой девона (ОСШ). Наиболее полные карбонатные разрезы с обильной и разнообразной фауной находятся в пределах широтной карбонатной полосы на юге Монголии (рис. 1). Здесь выделены типовые разрезы всех нижнедевонских горизонтов: бортэкского (лохков), бигэрского (прага), чулунского (эмс), цаганхалгинского (верхний эмс-эйфель). В состав трех первых горизонтов входят также терригенные толщи. Объемы горизонтов в терригенных разрезах были установлены при взаимном контроле материалов по про-

межучной корреляции с разрезами Алтае-Саянской области и данных по историко-геологическим событиям бассейна (Алексеева, 1990). Ниже характеристика названных горизонтов приводится отдельно по карбонатным и терригенным фациям. В списках фауны указывается только полный состав брахиопод и характерные виды из других групп. Полный состав биоты и все сведения по упоминаемым ниже стратонам приведены в сводной работе “Биостратиграфия девона Монголии” (Алексеева, 1993).

Бортэкский горизонт в карбонатных фациях соответствует лоне *Iridistropia borteki*–*Howellella angustiplicata*. Наиболее полно представлен в его типовом разрезе на южном склоне Бортэкского палеозойского массива. Здесь в его нижней половине развиты туфоконгломераты, зеленоватые эффузивы и красноватые туфы. На них согласно залегают темно-серые известняки с органогенными прослоями табулят и строматопорат, чередующихся с прослоями брахиоподового ракушняка (230 м). Известняки с обильной и сходной по составу фауной распространены в Барунуртском массиве (шарообинские слои) и в Гобийском Алтае (амансайринская свита). Для горизонта характерны брахиоподы: *Mesodouvillella* (*Protocymostrophia*) *gobiensis* Mend., *Iridistropia borteki* Mend., *Stenorhynchia mendae* Erlang., *Howellella laeviplicata* (Kozl.), *H. angustiplicata* (Kozl.), *Protathyris praecursor* Kozl., *P. bortegensis* Grunt, *Trematospira alekseevae* Grunt, *Imacanthyrus bortegensis* Grunt; трилобиты *Warburgella rugulosa* (Alth.); конодонты *Icriodus woschmidti* Ziegl., *Ozarkodina reimscheidensis* Ziegl. Из них широко распространены в отложениях лохковского яруса Евразии: *H. angustiplicata*, *H. laeviplicata*, *P. praecursor*, *W. rugulosa*. Из конодонтов первый вид является индексом нижней стандартной зоны лохкова, а второй вид

широко распространен в лохковских отложениях Сибири (Гагиев, Родыгин и др., 1987).

Бигэровский горизонт в карбонатной полосе соответствует лоне *Spirigerina supramarginalis*. Представлен известняками и мощной толщей известняковых конгломератов с несортированной галькой силурийских пород. В ряде районов известняки горизонта размыты и встречаются в гальках базальных конгломератов карбона и др. Типовой разрез находится в южных отрогах Монгольского Алтая, на перевале между сомонами Бигэр и Цогт. Здесь в состав горизонта входят тахилтинская и дучиндабинская свиты. Первая из них сложена серыми и светло-серыми водорослевыми известняками, слагающими крупный риф (400 м). В гнездах рифа найдены брахиоподы: *Sieberella praebascuscanica* Kulk., *Leptagonia goldfussiana* (Barr.), *Stenorhynchia nympha* (Barr.), *Wilsoniella prima* Khalf., *A. (Atrypa) gurjevskensis* Aleks., *Spinatrypina margaritoides* Rzon., *S. malobachatica* Aleks., *Carinata minuta comatoida* Aleks. et Kulk., *Spirigerina supramarginalis* (Khalf.), *Meristella recta* (Barrois). Комплекс брахиопод сходен с таковым малобачатского горизонта Салаира.

На известняках тахилтинской свиты согласно залегают плитчатые темно-серые известняки дучиндабинской свиты (250 м). В органогенных прослоях обильны табуляты, широко распространенные во времени. В верхней части обнаружены тентакулиты *Turkestanella acuaria* (Richt.), *T. crenulata* Klish., *Striatostyliolina parva* Dorodn. et Klish. Из них первые два вида широко распространены в отложениях пражского яруса, причем *T. acuaria* является зональным видом в ОСШ по тентакулитам (Alberti, 1979; Дороднова, Клишевич, 1992).

Чулунский горизонт фациально изменчив и в широтной карбонатной полосе местами представлен терригенными породами. Типовой разрез находится в Гобийском Алтае, в районе сомона Шинэ-Джинст, у колодца Цахирин-худук. Этот разрез признается в качестве опорного для эмского яруса, так как здесь в нормальной последовательности следуют отложения эмса, входящие в состав чулунского и вышележащего цаганхалгинского горизонтов, наиболее полно охарактеризованные как донной, так и пелагической фауной. В карбонатных фациях выделены две лоны: *Uncinulus tsakhirinicus* и *Spinatrypa galinae*–*Cyrtinopsis nalivkini*.

Лона *U. tsakhirinicus*. В основании развиты известковистые темно-серые аргиллиты и песчаники с подчиненными прослоями известняков (5 м). На них залегают известняки темно-серые средне- и толсто плитчатые с частыми коралловыми прослоями (25 м). Среди них табуляты *Oculipora angulata* Kim; ругозы *Embolophyllum aggregatum aggregatum* (Hill), *Mycophyllum difficile* Zhelt., известные

только с уровня эмского яруса. Первый из них характерен для низов эмса (регуляриссимовые слои) Южного Тянь-Шаня, Урала и Алтае-Саянской области. Выше по разрезу следуют известняки детритовые с разнообразной донной фауной и конодонтами. В верхней части лоны преобладают аргиллиты, известковистые песчаники с прослоями органогенных известняков (87 м). В составе брахиопод *Leptagonia zlichovensis*, *Spinatrypina bachatica*, *Cyrtina kazi*, известные только в отложениях эмского яруса. Помимо них широко распространены в Монголии и приурочены к низам эмса *Biernatium asiaticus* Aleks., *Lepidoleptaena laticula* Aleks., *Uncinulus tsakhirinicus* Erlang., *Cyrtinopsis sursureni* Aleks. В составе конодонтов *Icriodus altaicus* Aks., распространенный в Горном Алтае в комплексе с *Polygnathus excavatus gronbergi*. Этот подвид ранее признавался в качестве индекса второй стандартной зоны эмса. В настоящее время индекс зоны изменен на *Po. excavatus*, так как *Po. gronbergi* является его подвидом (Yolkina et al., 1994).

Лона *S. galinae*–*C. nalivkini* разделена на две пачки, представленные карбонатными и терригенными породами. Нижняя пачка сложена преимущественно средне- и крупноплитчатыми темно-серыми известняками, чередующимися с биостромами кораллов, строматопорат и мшанок (180 м). Через 159 м от основания пачки обнаружены конодонты *Po. inversus* Klapp. et Jons., *Po. perbonus* (Phill.), *Belodella* sp., *Pandorinella* sp. Первый из них является индексом четвертой стандартной зоны эмса. В верхней части пачки, через 15 м от слоев с конодонтами, в детритовых криноидных известняках присутствуют брахиоподы *Levenea orientalis* Aleks., *Leviconchidiella markovi* Aleks., *Latonotoechia* cf. *latona* (Barr.), *Spinatrypa galinae* Aleks., *Spinatrypina bachatica* Aleks., *Carinata arimaspa* (Eichw.), *Cyrtinopsis nalivkini* Rzon. В составе брахиопод виды, распространенные в диапазоне всего эмса или новые.

Верхняя пачка рассматриваемой лоны сложена зеленоватыми туфопесчаниками, бурыми песчаниками и алевролитами с редкими линзовидными прослоями песчаных криноидных известняков (152 м). В последних найдены эндемичные брахиоподы *Leptaenopoxis zeyensis* Aleks. et Schischk., *Coelospirella dongbeiensis* Su, *Deltospirifer amurensis* Schischk., характерные для разновозрастных отложений Дальнего Востока.

Цаганхалгинский горизонт широко распространен в карбонатных фациях и не установлен в терригенных. Отложения горизонта залегают либо трансгрессивно на разновозрастных толщах, либо стратиграфически согласно, но местами с кратковременными локальными перерывами в седиментации. В гоби-алтайском разрезе в его основании находятся внутрiformационные конгло-

мераты, которые не прослеживаются по простирацию. В составе горизонта выделены две лоны: *Leptodontella zmeinogorskiana* (верхний эмс) и *Leptagonia reticulata* (эйфель).

Лона *L. zmeinogorskiana* у колодца Цахирин-ху-дук продолжает по вертикали разрез чулунского горизонта. В основании содержит линзу конгломератов с галькой и глыбами подстилающих пород (8 м). На них залегают грубозернистые буроватые известковистые песчаники и темно-серые известняки (6 м), в которых найдены брахиоподы *Discomyorthis serotinae* Aleks., *Pseudouncinulus mongolicus* Erlang., *Coelospirella dongbeiensis* Su. Вышележащая пачка сложена песчанистыми темно-серыми известняками (40 м), в основании которой обнаружены конодонты *Polygnathus costatus patulus* Klapp., *Icriodus angustus* Sweet, *I. corniger corniger* Welf., *I. corniger leptus* Wedd., *I. retrodepressus* Bult. Из них первый подвид является индексом верхней стандартной зоны эмса. Верхняя половина лоны сложена темно-серыми плитчатыми и узловатыми криноидными известняками с органогенными прослоями кораллов, мшанок и брахиоподового ракушняка (111 м). Найдены брахиоподы *Platyorthis plana* Aleks., *Megastrophia uralensis* (Vern.), *M. (Mesodouvillina) birmanica* (Reed), *Leptodontella zmeinogorskiana* (Peetz), *L. planuscula* (Khalf.), *Xystostrophia umbraculum* (Schloth.), *Uncinulus shinensis* Erlang., *Eucharitina dobrovi* Erlang., *Elythina salairica* Rzon., *Undispirifer frequens* Bubl.; тентакулиты *Lonchidium gobiense* Dorodn. et Klish. и два новых вида из родов *Alternatus*, *Dicriopus*. В составе брахиопод преобладают виды, широко распространенные в толщах, относимых к в. эмсу-эйфелю. В составе тентакулитов указанный вид идентифицируется с формой, определявшейся как *Tentaculites schlotheimi* Koken из нижнего эйфеля Свентокшиских гор Польши (Дороднова, Клишевич, 1992). Верхняя граница рассматриваемой лоны проводится по подошве слоев с конодонтами *Polygnathus costatus partitus* Klapp., Ziegl. et Maschk., *Po. cf. zieglerianus* Wedd., *Po. cf. robustus* Bisch. et Ziegl., *Icriodus ex gr. trojani* Johns et Klapp., *Belodella* sp. Из них первый подвид является индексом нижней стандартной зоны эйфеля.

Переходим к характеристике нижнего девона Монголии в терригенных фациях. Наиболее полные и насыщенные фауной выходы известны в северо-западной части страны, в районе оз. Ачитнур. Здесь к бортэкскому горизонту относится нурсхотгорская свита (лохков), бигэрскому – цагансалагольская и тургенйская свиты (прага), чулунскому – ошигинские и шанагинские слои (нижний эмс). Самые верхние части чулунского горизонта распространены на Хангайском нагорье. Опорный терригенный разрез нижнего девона находится на р. Ямату-гол, где в непрерывной последовательности следуют отложения от нур-

схотгорской свиты до низов ошигинских слоев, т.е. от лохкова до нижнего эмса.

Нурсхотгорская свита сложена кварц-полевошпатовыми разноплитчатыми и разнозернистыми буроватыми песчаниками, с прослоями конкреций и косослоистых песчаников, с подчиненными прослоями известковистых песчаников (100 м). В составе брахиопод *Reeftonia borealis* (Hamada), *Schizophoria matutina* Aleks., *Trigonorhynchia tsaganensis* Erlang., *Wilsoniella prisca* Erlang., *Howellella angustiplicata* (Kozl.). Из них первый вид недостаточно изучен и указывается в Монголо-Охотской области широко в интервале нижнего девона. Характерен для отложений лохковского яруса Евразии *H. angustiplicata*, остальные виды описаны на данном уровне впервые.

Цагансалагольская свита представлена монотонной толщей сланцев, аргиллитов и алевролитов почти черного цвета с редкими прослоями буроватых песчаников (500 м). Для свиты характерно массовое скопление растительных остатков. Из брахиопод присутствуют *R. borealis*, *Nucleospira muscosa* (Hamada), описанные из нижнедевонских отложений Малого Хингана.

Тургенйская свита подразделена на нижне- и верхнетургенйскую подсвиты. Нижняя подсвита сложена кварц-полевошпатовыми разнозернистыми буроватыми песчаниками, переслаивающимися с почти черными аргиллитами и алевролитами. В верхней подсвите преобладают песчаники. Во всей толще часты прослои косослоистых песчаников (1050 м). В аргиллитах и алевролитах обильны остатки флоры. В песчаниках найдены брахиоподы *Reeftonia taeniolata* (Khalf.), *Platyorthis magna* Aleks., *P. carinata* Aleks., *P. alta* Aleks., *Schizophoria kobayashii* (Hamada), *Leptaenopyxis insolita* Aleks. et Schischk., *Gladiostrophia kondoi* (Hamada), *Leptostrophieella kharkraica* (Tchern.), *L. bayrimica* Aleks., *Latonotoechia lata* Erlang., *L. achitensis* Erlang., *Trigonirhynchia ventricosa tarejaensis* Tcherk., *Wilsoniella prima* Khalf., *Spinatrypina margaritoides* Rzon., *Howittia mongoliensis* Aleks. et Mend., *Nucleospira acifera* Aleks. et Mend., *Rhynchospirina convexa* Aleks., *Mongolispira turgensis* Aleks., *Mongolella altaica* Aleks. Среди них *R. taeniolata*, *W. prima* распространены в Алтае-Саянской области в пражском-эмском ярусах; описан из эмса Таймыра *T. ventricosa tarejaensis*; характерны для пражского яруса Монголии и Дальнего Востока *P. magna*, *S. kobayashii*, *Lep. insolita*, *L. kharkraica*, *S. margaritoides*.

Низы ошигинских слоев венчают непрерывный разрез на р. Ямату-гол. Более высокие части этих слоев, а также шанагинских слоев распространены на сопредельных участках. Ошигинские слои представлены темно-серыми глинистыми сланцами и песчаниками, зеленоватыми алевролитами с прослоями известковистых песчаников (260 м). В составе брахиопод *Isorthis* (Tyersella)

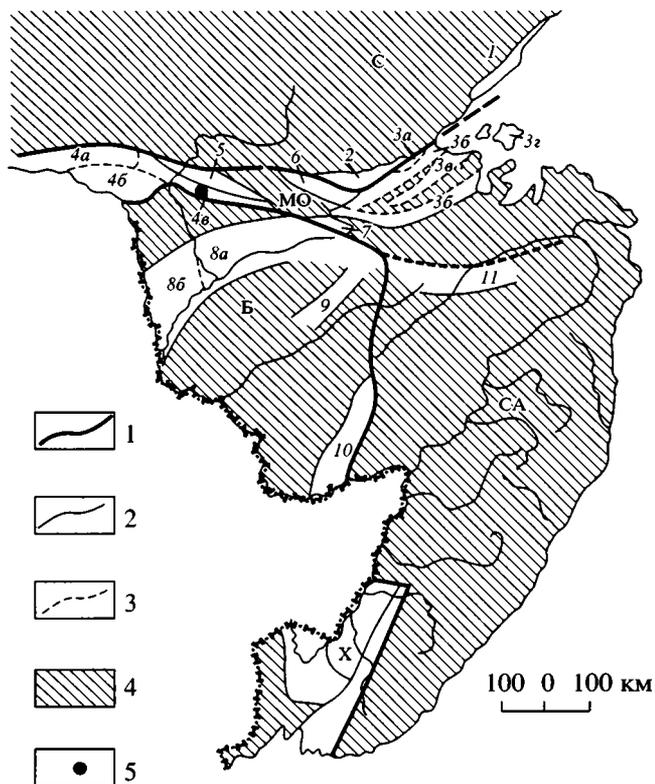


Рис. 2. Схема структурно-формационных зон девона на Дальнем Востоке России.

Основные структуры: С – Сибирская платформа, МО – Монголо-Охотская система, Б – Буреинский массив, СА – Сихотэ-Алинская система, Х – Ханкайский массив. Структурно-формационные зоны: 1 – Аянская, 2 – Шевлинская, 3 – Удско-Шантарская (3а–3д – районы), 4 – Омутнинская (районы: 4а – Уруша-Ольдойский, 4б – Гонжинский, 4в – Гагско-Сагайский), 5 – Долбырь-Тугалинская, 6 – Ланская, 7 – Мынская, 8 – Норско-Сухотинская, 9 – Нимано-Мельгинская, 10 – Урмийская, 11 – Ниланская.

1 – границы основных тектонических структур; 2 – границы структурно-фациальных зон; 3 – границы районов; 4 – области отсутствия девонских отложений; 5 – местонахождение опорного разреза в среднем течении р. Дел (р. Кайла).

quadrata Aleks., *Discomyorthis kinsuiensis* (Hamada), *Schizophoria tenuicostata* Aleks., *Leptagonia orientalis* Aleks., *Gladiostrophia kondoi* (Hamada), *Eomaoristrophia kailensis* (Schischk.), *Latonotoechia achitensis* Erlang., *Wilsoniella tchernyshevae* Erlang., *Delthyris grandis* (Kaplun), *D. khalfini* Aleks. et Mend. Из них характерны для низов эмса в Алтае-Саянской области *S. tenuicostata*, *L. orientalis*, *E. kailensis*, *D. grandis*. Остальные виды широко распространены в эмсе Монголо-Охотской области.

Шанагинские слои сложены темно-серыми глинистыми и песчанистыми известняками, чередующимися с песчаниками (700 м). Они охарактеризованы эндемичными брахиоподами *Leptostrophia depica* Schischk., *Lepidoleptaena laticula* Aleks.,

Ctenochonetes raissae Afan., *Trigonorhynchia oshigiensis* Erlang., *Coelospirella costata* Aleks., *Howellella dansani* Aleks. Все виды широко распространены в низах эмса исследуемой области.

Сумынгольская свита, представляющая самые высокие части нижнего девона в терригенных фациях Монголии, распространена на Хангайском нагорье. Здесь в районе сомона Тарят свита сложена темно-серыми и зеленоватыми гравелитами, песчаниками и алевролитами, аргиллитами почти черного цвета (150 м). Найдены брахиоподы *Discomyorthis kinsuiensis* (Hamada), *Leptagonia zlichovenskyi* Havl., *Khangaestrophia raissae* Mend., *Leptostrophia lata* Aleks., *Rhytistrophia khangaica* Mend., *R. amurensis* Schischk., *R. regularis* Su, *Eomaoristrophia kailensis* Schischk., *E. sumyngolica* Mend., *Trilobostrophia bobilevi* (Schischk.), *Gladiostrophia orientalis* Modz., *G. kondoi* (Hamada), *Areostrophia distorta* (Barr.), *Xenizostrophia* sp., *Suella* sp., *Uncinulus sumynensis* Erlang., *Coelospirella dongbeiensis* Su, *C. chulutensis* Aleks., *Delthyris grandis* (Kaplun). В составе брахиопод преобладают эндемики Монголо-Охотской области, в том числе роды *Trilobostrophia*, *Xenizostrophia*, *Suella*, *Coelospirella*. К широко распространенным видам относятся *L. zlichovenskyi*, *A. distorta*. Первый из них известен в эмсе, а второй – в диапазоне всего нижнего девона.

На Дальнем Востоке России мощные терригенные и реже карбонатно-терригенные отложения нижнего девона с обильной и разнообразной фауной развиты в западных районах Монголо-Охотской складчатой системы: Уруша-Ольдойском, Гонжинском и Гагско-Сагайском (рис. 2). На Буреинском массиве богатые остатки фоссилий находятся в терригенных толщах Урмийского прогиба. Менее насыщены органическими остатками однофациальные образования в Нурско-Сухотинском, Нимано-Мельгинском и других структурно-фациальных зонах. В восточных районах Дальнего Востока нижний девон отличается как по составу пород, так и фоссилий. Здесь в преимущественно терригенно-вулканогенных сериях распространены редкие и однообразные по составу кораллы и раковинная фауна. Из пелагических форм известны конодонты, стратиграфическое значение которых не установлено.

Ключевыми для биоистратиграфических разработок являются упомянутые выше районы Верхнего и Среднего Приамурья, где отложения нижнего девона находятся в составе большеверского и имачинского горизонтов. Эти горизонты подразделены Г.Р. Шишкиной (1990) на ряд лон, в большеверском выделены (снизу вверх): *Gladiostrophia pseudofascicula* (лохков), *Leptostrophia kharkraica* (прага), *Leptostrophia depica*–*Delthyris khalfini* (нижний эмс); в имачинском – лоны *Khangaestrophia orientalis*–*Trilobostrophia bobilevi* (сред-

ний эмс), *Leptodontella zmeinogorskiana* (верхний эмс), *Fimbrispirifer divaricatus* (эйфель). Наиболее полные разрезы распространены в бассейне среднего течения р. Деп. Разрез с нормальной последовательностью слоев от силура до верхнего девона находится на южном крыле Гагской синклинали на р. Кайле. Карбонатно-терригенный разрез на р. Кайле является опорным для нижнего девона на Дальнем Востоке. В связи с тем, что он содержит обильную и разнообразную фауну, сопоставимую как с терригенными, так и карбонатными разрезами, может также служить в качестве опорного разреза в терригенных фациях для всей Монголо-Охотской области. Этот разрез изучен по естественным обнажениям и канавам. Менее полный разрез с обильной и сходной по составу фауной имеется у ключа Обещающий, на северном крыле той же Гагской синклинали. Ниже при описании кайлинского разреза учитываются материалы и по второму разрезу. В разрезе на р. Кайле к низам большеверского горизонта отнесена немая толща кварцитов и кварцитовидных песчаников (208 м).

Лона G. pseudofascicula сложена песчаниками кварцитовидными, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми с прослоями глинистых известняков и сланцев (110 м). В составе фауны кораллы, мшанки, криноидеи. Среди брахиопод *Isorthis* (*Protocortezorthis*) *inostranzevi* (Peetz), *Leptaenopyxis lebedevae* (Tchern.), *Tastaria* sp., *Gladiostrophia pseudofascicula* (Rukav.), *Eomaoristrophia carinata* (Borr.), *Eospirifer pseudotogatus* Khalf., *Howellella angustiplicata* (Kozl.), *Nucleospira muscosa* Hamada. Из них характерны для лохковских отложений в Евразии *H. angustiplicata*, а в Казахстане – *G. pseudofascicula*, *E. carinata*.

Лона L. kharkraica представлена кварцитовидными песчаниками, известняками с прослоями глинистых известняков и грубозернистых песчаников (50 м). В составе фауны кораллы, мшанки, двустворки, трилобиты, криноидеи. Среди брахиопод *Isorthis* (*Protocortezorthis*) *inostranzevi* (Peetz), *Platyorthis magna* Aleks., *Schizophoria kobayashii* Hamada, *Leptaenopyxis lebedevae* (Tchern.), *L. insolita* Aleks. et Schischk., *Leptostrophella kharkraica* (Tchern.), *Iridistrophia eodevonica* Havl., *Suella chinensis* (Hamada). Характерны для данного уровня исследуемой области *P. magna*, *S. kobayashii*, *Lep. insolita*, *L. kharkraica*.

Лона L. depica–*D. khalfini* сложена кварцитовидными песчаниками с прослоями глинистых и органогенных известняков, реже крупнозернистых до гравийных песчаников (на р. Кайле – 45 м, у ключа Обещающий – 210 м). В составе фауны – редкие кораллы, криноидеи. Найдены брахиоподы *Reeftonia borealis* Hamada, *R. taeniolata* (Khalf.), *Discomyorthis kinsuiensis* (Hamada), *Leptostrophella depica* Schischk., *Gladiostrophia kondoi* (Hamada),

Eomaoristrophia kailensis (Schischk.), *Wilsoniella grandis* Hamada, *Delthyris khalfini* Aleks. et Mend. К характерным видам относятся *L. depica*, *E. kailensis*, *W. grandis*, *D. khalfini*.

Лона K. orientalis–*T. bobilevi* представлена глинистыми и органогенными известняками; алевролитами; полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов (на р. Кайле – 80м, у ключа Обещающий – 170м). В составе фауны кораллы, мшанки, трилобиты, криноидеи. Среди брахиопод *Discomyorthis kinsuiensis* (Hamada), *Schizophoria tenuicostata* Aleks., *Leptagonia zlichovensis* Havl., *Leptaenopyxis zeyensis* Aleks. et Schischk., *Khangaestrophia orientalis* (Janov et Modz.), *Rhytistrophia amurensis* Schischk., *R. regularis* Su, *Gladiostrophia kondoi* (Hamada), *Trilobostrophia bobilevi* (Schischk.), *Eomaoristrophia kailensis* (Schischk.), *Xenizostrophia ninniensis* Schischk., *Spinatrypina bachatica* Aleks., *Coelospirella chulutensis* Aleks., *C. dongbeiensis* Su, *Deltospirifer amurensis* Schischk. Комплекс брахиопод в целом характерен для разновозрастных отложений нижнего девона в терригенных фациях исследуемой области. В карбонатном разрезе Гобийского Алтая присутствуют в нижней части *Leptagonia zlichovensis*, на более высоком уровне – *Lep. zeyensis*, *C. dongbeiensis*, *D. amurensis*.

Лона L. zmeinogorskiana сложена алевролитами с прослоями известняков и песчаников (на р. Кайле – 80 м, у ключа Обещающий – 110 м). Среди фауны преобладают кораллы и криноидеи. В составе брахиопод *Leptodontella zmeinogorskiana* (Peetz), *L. acuta* Khalf., *Protodouvillina nivkhinorum* Schischk., *Xystostrophia umbraculum* (Schloth.), характерные в исследуемой и Алтае-Саянской областях для нерасчлененных толщ верхнего эмса-эйфеля. Верхняя граница данной лоны установлена по смене состава брахиопод.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Региональные зоны нижнего девона выделены на основе одинаковой последовательности по вертикали сходных комплексов эндемичных брахиопод. В терригенных фациях имеются два сопоставимых разреза с непрерывной последовательностью слоев в интервале всех ярусов нижнего девона. К ним относятся дальневосточный разрез на р. Кайле и монгольский на р. Ямату-гол. По данным корреляции этих разрезов установлены следующие зоны (снизу вверх): *Howellella angustiplicata* (лохков), *Leptostrophella kharkraica* (прага), *Delthyris khalfini* (нижний эмс), *Trilobostrophia bobilevi* (средний эмс). Типовые разрезы всех названных зон находятся на р. Кайле. В карбонатно-терригенных разрезах Дальнего Востока и карбонатных Монголии выделена зона *Leptodontella zmeinogorskiana* (верхний эмс), стратотипом

которой является разрез одноименной лоны в Гобийском Алтае.

Зона H. angustiplicata объединяет отложения лоны *G. pseudofascicula* и нурсхотгорской свиты, в которых присутствует вид-индекс данной зоны, широко распространенный в отложениях лохковско-го яруса Евразии. Лохковский возраст рассматриваемых подразделений подтверждается на Дальнем Востоке по нахождению других видов, известных на данном уровне в Казахстане. В Монголии же верхняя граница свиты, установленная по корреляции разрезов на р. Ямату-гол и Горном Алтае, отвечает подошве якушинских слоев, относящихся к пражскому ярусу. В характерный комплекс рассматриваемой зоны входят следующие виды: *Schizophoria matutina*, *Gladiostrophia pseudofascicula*, *Eomaoristrophia carinata*, *Trigonorhynchia tsaganensis*, *Wilsoniella prisca*, *Howellella angustiplicata*.

Зона L. kharkraica объединяет образования одноименной лоны на Дальнем Востоке, а в Монголии цагансалагольскую и тургенейскую свиты. Общими для них являются *Platyorthis magna*, *Schizophoria kobayashii*, *Leptaenopurixis insolita*, *Leptostrophieilla kharkraica*. На этом уровне среди брахиопод появляются ряд общих транзитных видов-эндемиков, обычно более многочисленных в вышележащих отложениях. Нижняя граница этой зоны на р. Кайле установлена по смене состава комплексов брахиопод, а верхняя – по уровню с видами, распространенными в эмсе. В Монголии нижняя граница трансирруется по аналогии с разрезом Горного Алтая по подошве “черносланцевой” пачки якушинских слоев, относящихся к пражскому ярусу. Верхняя граница установлена по основанию слоев с брахиоподами, характерными для низов эмса Алтае-Саянской области. Для данной зоны характерны, помимо названных выше общих видов, следующие брахиоподы: *Latonotoechia lata*, *Howittia mongoliensis*, *Mongolispira turgensis*, *Mongolella altaica*.

Зона D. khalfini объединяет ошигинские и шагнагинские слои в Монголии и лону *L. depica*–*D. khalfini* на Дальнем Востоке. На данном уровне, наряду с транзитными видами из подстилающих отложений, впервые появляются виды известные в эмском ярусе других регионов. К ним относятся *Schizophoria tenuicostata*, *Leptagonia orientalis*, *Eomaoristrophia kailensis*, *Iridistrophia eodevonica*, *Wilsoniella grandis*, *Delthyris grandis*. Кроме них, характерны для рассматриваемых подразделений: *Leptostrophieilla depica*, *Stenochonetes raissae*, *Trigonorhynchia oshigiensis*, *Coelospirella costata*, *Delthyris khalfini*. В типовом разрезе региональной зоны границы проводятся по уровням смены комплексов брахиопод. В Монголии ее нижняя граница установлена по подошве слоев с видами, распространенными в низах эмса Алтае-Саянской области.

Зона T. bobilevi объединяет отложения лоны *K. orientalis*–*T. bobilevi* и сумынгольскую свиту. На данном уровне как в Монголии, так и на Дальнем Востоке впервые появляются представители родов-эндемиков *Khangaestrophia* и *Trilobostrophia*. Комплексы брахиопод в рассматриваемых стратонах весьма близки. К общим видам относятся *Leptagonia zlichovensis*, *Khangaestrophia orientalis*, *K. raissae*, *Rhytistrophia amurensis*, *R. regularis*, *Trilobostrophia bobilevi*, *Coelospirella chulutensis*. Границы данной зоны в типовом разрезе установлены по смене состава брахиопод, в Монголии они не установлены.

Зона L. zmeinogorskiana объединяет одноименные лоны в карбонатно-терригенных разрезах Дальнего Востока и в карбонатных – Монголии. Общими видами являются вид-индекс и *Xystostrophia umraculum*. Кроме них к характерным видам относятся: *Leptodontella acuta*, *L. planuscula*, *Megastrophia uralensis*, *Elythina salairica*, *Undispirifer frequens*. В типовом разрезе нижняя граница зоны проводится по подошве внутриформационных конгломератов, которые перекрываются слоями, содержащими *Po. costatus patulus* – индекс верхней стандартной зоны эмса. Верхняя же граница зоны установлена по основанию слоев с *Po. costatus partitus* – индексом нижней стандартной зоны эйфеля. В разрезе на р. Кайле границы зоны определены по смене состава брахиопод.

Региональные зоны, установленные на обширной площади Дальнего Востока и Монголии, могут рассматриваться в качестве общих зон для всей Монголо-Охотской области. Они охарактеризованы фауной, в составе которой находятся эндемичные виды, распространенные также в Северном Прибалхашье, Забайкалье и Северо-Восточном Китае. Наиболее сходны по составу брахиоподы СВ Китая. Преобладающая часть видов из Малого Хингана, описанных в монографии Т. Хамады (Hamada, 1971), распространена на изученной нами территории. В двух атласах палеозойской фауны СВ Китая изображены ряд форм, сходных с видами, распространенными на исследуемой территории. Однако они были отнесены к видам Северной Америки (Paleontol. Atlas., 1977, 1980) только на основании сходства внешнего строения раковин. На ошибочность отождествлений ряда брахиопод с аппалачскими видами и родами указывали также китайские и американские палеонтологи (Wang et al., 1984). Большая часть этих гомеоморфных брахиопод не учтена в настоящей работе из-за очень краткого описания и неотчетливых изображений.

КОРРЕЛЯЦИЯ С ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛОЙ

Типовые разрезы четырех региональных зон выделены в разрезе на р. Кайле, который сопос-

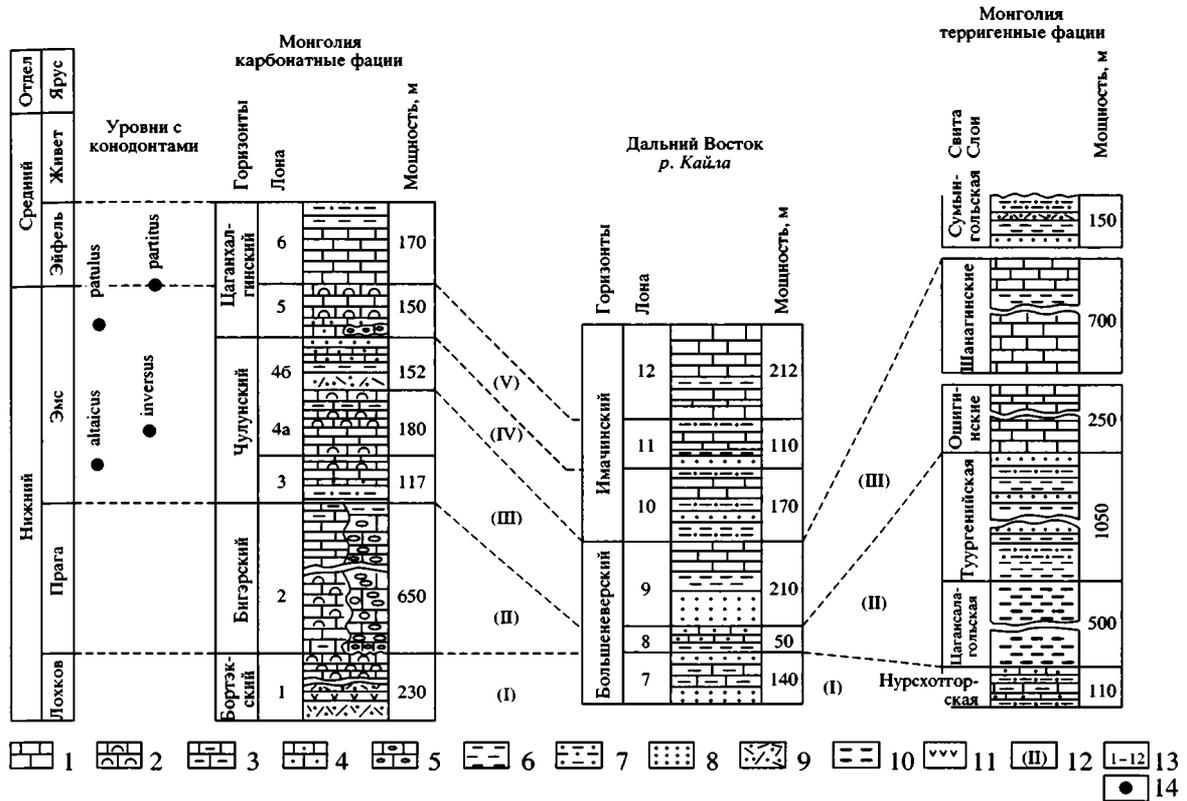


Рис. 3. Корреляция разрезов нижнего девона Монголии и Дальнего Востока.

1 – известняки; 2 – известняки биогермные; 3 – известняки глинистые; 4 – известняки песчанистые; 5 – известняковый конгломерат; 6 – аргиллиты; 7 – алевролиты; 8 – песчаники; 9 – туфопесчаники; 10 – “черносланцевые” сланцы, алевролиты; 11 – лавы; 12 – номера региональных зон; 13 – номера лон; 14 – уровни нахождения конодонтов.

Лоны по брахиоподам: 1 – *borteki-angustiplicata*, 2 – *supramarginalis*, 3 – *tsakhirinicus*, 4 – *galinae-nalivkini* (4a – нижняя пачка, 4b – верхняя пачка), 5 – *zmeinogorskiana*, 6 – *reticulata*, 7 – *pseudofascicula-angustiplicata*, 8 – *kharkraica*, 9 – *depica-khalfini*, 10 – *orientalis-bobilevi*, 11 – *zmeinogorskiana*, 12 – *divaricatus*. Региональные зоны: (I) – *Howellella angustiplicata*, (II) – *Leptostrophiella kharkraica*, (III) – *Delthyris khalfini*, (IV) – *Trilobostrophia bobilevi*, (V) – *Leptodontella zmeinogorskiana*.

тавим с карбонатными разрезами. Это открывает путь к корреляции региональных зон, охарактеризованных эндемичной фауной, с общей стратиграфической шкалой девона (ОСШ). Как уже упоминалось ранее, в карбонатных разрезах Монголии найдены уровни с индексами конодонтовых зон, которые создают каркас для непосредственного сопоставления с ОСШ. Поэтому ниже вначале проводится параллелизация кайлинского разреза с карбонатными, а затем одновозрастные стратотипы коррелируются с общей шкалой (рис. 3).

В терригенных толщах региональной зоны *H. angustiplicata* и в карбонатных отложениях бортэксского горизонта распространен общий вид, выбранный в качестве индекса зоны. Присутствие этого вида уже определяет геологический возраст рассматриваемых подразделений как лохковский. Кроме этого, в них найдены виды, характерные также для лохкова. В терригенных породах кайлинского разреза присутствуют брахиоподы *G. pseudofascicula* и *E. carinata*, описан-

ные из каражирикского горизонта Казахстана (лохков). В карбонатных фациях как в типовом разрезе бортэксского горизонта, так и других его выходах вместе с видом-индексом зоны найдены брахиоподы *Howellella laeviplicata*, *Protathyris praecursor*, трилобиты *Warburgella rugulosa* и конодонты *O. reimscheidensis*, *I. woschmidti*, характерные для лохковского яруса. Присутствие индекса нижней стандартной зоны лохкова *I. woschmidti* позволяет проводить непосредственное сопоставление бортэксского горизонта с ОСШ.

Региональная зона *L. kharkraica* несопоставима по фауне с отложениями бигэрского горизонта в карбонатных фациях. В известняках типового разреза этого горизонта комплекс брахиопод весьма сходен с таковым малобачатского горизонта Салаира, признанного в России в качестве эквивалента пражского яруса. В верхней части стратотипа бигэрского горизонта присутствуют тентакулиты, в числе которых *T. asuaria*, являющийся индексом пражского яруса по тентакулитам. Приведенные данные позволяют относить

карбонатные отложения бигэрского горизонта к пражскому ярусу. Типовой разрез зоны *L. kharkraica* на р. Кайле может коррелироваться со стратотипом бигэрского горизонта по стратиграфическому положению в разрезе, так как этот интервал находится между отложениями лохкова и нижнего эмса. Более определено, чем в кайлинском разрезе, установлены границы пражского яруса в разрезе на р. Ямату-гол. Здесь при корреляции терригенного разреза Монголии с карбонатно-терригенным Горного Алтая были сопоставлены якушинские слои (прага) с цагансалагольской и тургенской свитами Монголии. Нижняя граница якушинских слоев и цагансалагольской свиты установлена по подошве “черносланцевой” пачки с массовыми скоплениями растительных остатков. Верхняя граница проведена по основанию слоев с брахиоподами, характерными для низов эмса в Алтае-Саянской области. Нижняя и верхняя границы пражского яруса в яматугольском разрезе контролируются аналогичными уровнями трансгрессивно-регрессивных циклов бассейна. Таким образом, региональная зона *L. kharkraica*, так же как и бигэрский горизонт, относится к пражскому ярусу.

Региональные зоны *D. khalfini* и *T. bobilevi* сопоставляются в опорном разрезе эмского яруса в Гобийском Алтае с лонами *U. tsakhirinicus* и *S. galinae-C. nalivkini*. В отложениях зоны *D. khalfini* присутствуют брахиоподы *Leptagonia zlichovensis*, *Lepidoleptaena laticula*, найденные также в основании гоби-алтайского разреза, в лоне *U. tsakhirinicus*. Кроме этого, нижние границы названных подразделений установлены по подошве слоев с видами, характерными для низов эмса или впервые появившимися на данном уровне. К ним относятся в терригенных фациях брахиоподы *Schizophoria tenuicostata*, *Leptagonia orientalis*, *Eomaoristrophia kailensis*, *Wilsoniella grandis*, *Delthyris grandis*, *D. khalfini*, а также первый из общих видов. В разрезе Гобийского Алтая нижняя граница эмского яруса была проведена по основанию слоев, содержащих кораллы и брахиопод, характерных для низов эмса или появившихся с эмского века. В их числе табуляты *Oculipora angulata*, ругозы *Embolophyllum agregatum agregatum*, *Mucophyllum dificile*, брахиоподы *Spinatrupina bachtica*, *Cyrtina kazi* и упомянутый выше *L. zlichovensis*. Нижняя пачка известняков лоны *U. tsakhirinicus* перекрывается слоями с конодонтами *I. altaicus*, который находится в комплексе с индексом второй стандартной зоны эмса *Po. excavatus*. Следовательно, нижележащие отложения лоны *U. tsakhirinicus*, а также одновозрастной зоны *D. khalfini* могут отвечать нижней стандартной зоне эмса *Po. kitabicus*.

Следующий уровень, сопоставимый по сходному составу брахиопод, находится в региональной зоне *T. bobilevi* и лоне *S. galinae-C. nalivkini*. Общими видами являются эндемичные *Lep-*

taenopyxis zeyensis, *Coelospirella dongbeiensis*, *Deltospirifer amurensis*. В гоби-алтайском разрезе ниже этого уровня присутствуют слои с конодонтами, где имеется индекс стандартной зоны *Po. inversus*. Верхняя граница лоны *S. galinae-C. nalivkini* проводится по подошве слоев с индексом стандартной зоны *Po. costatus patulus*. Таким образом, интервал двух лон *U. tsakhirinicus* и *S. galinae-C. nalivkini*, а также региональных зон *D. khalfini* и *T. bobilevi* соответствует или близок интервалу стандартных зон *Po. kitabicus* – *Po. serotinus*.

Региональная зона *L. zmeinogorskiana* сопоставима с одноименной лоней в Гобийском Алтае по общим видам рода *Leptodontella*, широко распространенным и характерным в сопредельных регионах для нерасчлененных толщ эмса-эйфеля. В типовом разрезе данной зоны в Гобийском Алтае ее нижняя граница установлена по основанию слоев с *Po. costatus patulus*, а верхняя – по подошве слоев с *Po. costatus partirus*. Таким образом, региональная зона *L. zmeinogorskiana* относится к верхней стандартной зоне эмса *Po. costatus patulus*. Здесь следует отметить, что одноименная зона, установленная в Алтае-Саянской области, отличается по объему и охватывает в целом верхний эмс (Yolkin et al, 2000).

ВЫВОДЫ

1. В карбонатных разрезах Монголии уровни с конодонтами – индексами стандартных зон создают каркас для непосредственного сопоставления с общей стратиграфической шкалой. На основе этой корреляции установлены местные стратотипы, относящиеся к стандартным ярусам нижнего девона.

2. В терригенных фациях Дальнего Востока и Монголии выделены сходные комплексы эндемичных брахиопод, сменяющихся по вертикали с одинаковой последовательностью. Соответственно этому установлены региональные зоны, охарактеризованные фауной, широко распространенной на территории Монголо-Охотской области.

3. Типовые разрезы региональных зон сопоставлены с общей стратиграфической шкалой по материалам промежуточной корреляции с карбонатными разрезами.

Авторы признательны за помощь в организации проведенной работы директору палеонтологического института РАН, члену-корреспонденту РАН А.Ю. Розанову, директору ФГУ горно-геологического предприятия “Хабаровскгеология” М.Т. Турбину и главному геологу Г.В. Роганову за помощь в организации проводимого исследования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 97-05-64474.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Р.Е.* Девон Монгольской Народной Республики // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 5. С. 1184–1187.
- Алексеева Р.Е.* Биостратиграфия девона Монголии. М.: Наука, 1993. 131 с.
- Алексеева Р.Е., Аристов В.А., Горюнова и др.* Опорные разрезы эмского и эйфельского ярусов Монголии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 55–60.
- Алексеева Р.Е., Афанасьева Г.А., Шишкина Г.Р.* Нижне- и среднедевонские брахиоподы Дальнего Востока России и Монголии. Строфомениды и хонетиды. М.: Наука, 2001. 135 с.
- Алексеева Р.Е., Мендбаяр Б., Эрлангер О.А.* Брахиоподы и биостратиграфия нижнего девона Монголии. М.: Наука, 1981. 176 с.
- Аристов В.А., Нямсурен Г.* Строение разреза и возраст вулканогенной толщи в шельфовых отложениях Южной Монголии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 1. № 1. С. 96–101.
- Ворожбитов А.М.* Первые находки конодонтов в силуре и нижнем девоне Южной Монголии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 4. С. 95–101.
- Гагиев М.Х., Родыгин С.А., Тимофеева О.Б.* Зональное расчленение и корреляция нижне-среднедевонских отложений Салаира и Северо-Востока СССР. Магадан: Ротапринт, 1987. 55 с.
- Дороднова И.В., Клишевич В.Л.* Новые девонские tentaкулиты Монголии // Новые таксоны ископаемых беспозвоночных Монголии. М.: Наука, 1992. С. 89–94.
- Модзалевская Е.А., Каплун Л.И., Рукавишников Т. Б., Шишкина Г.Р.* Брахиоподы // Ярусное расчленение нижнего девона Тихоокеанской области на территории СССР. М.: Недра, 1978. С. 79–118.
- Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990. Хабаровск: Ротапринт, 1994. 124 с.
- Ржонсницкая М.А., Максимова З.А., Спасский Н.Я., Модзалевская Е.А.* Палеобиогеография девона // Палеобиогеографический атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М.: Аэрогеология, 1979. Табл. 13–16.
- Шишкина Г.Р.* Региональные стратиграфические подразделения девона Приамурья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока (Тезисы докладов 4-го Дальневосточного регионального Межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск: Ротапринт, 1990. С. 66–68.
- Alberti G.K.B.* Zur Dacryoconariden (Tentaculiten) Chronologie des herzynischen Unter- und Mittel-Devons // Senckenberg. Lethaea. 1979. Bd. 60. № 1/3. S. 223–241.
- Hamada T.* Early Devonian Brachiopods from Lesser Khingan district of Northeast China // Palaeontol. Soc. Japan. 1971. Spec. pap. № 15. 98 p.
- Paleontological Atlas of Northern China (Inner Mongolia part). Beijing: Geolog. Publ. House, 1976. P. 155–306.
- Paleontological Atlas of Northern China (Paleozoic volume). Beijing: Geolog. Publ. House, 1980. P. 254–327.
- Talent I.A., Gratsianova R.T., Schischkina G.R., Yolkin E.A.* Devonian faunas in relations to crustal blocks: Kazakhstan, Mongolia, Northern China: Sonderdruck und GPS // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1987. V. 92. S. 225–233.
- Yolkin E.A., Weddige K., Izokh N., Erina M.* New Emsian conodont zonation (Lower Devonian) // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1994. V. 168. S. 139–157.
- Yolkin E.A., Gratsianova R.T. et al.* Devonian standart boundaries within the shelf belt of the Siberian Old Continent (southern part of western Siberia, Mongolia, Russian Far East) and in South Tien Shan // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 2000. V. 225. S. 305–320.
- Wang Yu, Boucot A.J., Rong J.Y., Yang X.C.* Silurian and Devonian biogeography of China // Bull. Geol. Soc. America. 1984. V. 95. P. 265–279.

Рецензенты *Е.А. Елкин, А.С. Алексеев*

УДК 551.761.1(571.611.64)

КАНДИДАТЫ В ГЛОБАЛЬНЫЕ СТРАТОТИПЫ ГРАНИЦЫ ИНДСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО ЯРУСОВ НИЖНЕГО ТРИАСА В ЮЖНОМ ПРИМОРЬЕ

© 2002 г. Ю. Д. Захаров*, Я. Шигэта**, А. М. Попов*, А. Н. Сокарев***,
Г. И. Бурый*, В. В. Голозубов*

* Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

** Национальный научный музей, Токио

*** Приморская поисково-съемочная экспедиция, Владивосток

Поступила в редакцию 10.03.2000 г., получена после доработки 28.03.2000 г.

Впервые приведено детальное описание разреза нижнего триаса района бухты Абрек в Южном Приморье с его литологической, палеонтологической и палеомагнитной характеристикой. Данный разрез и разрез нижнего триаса района мыса Три Камня в Южном Приморье предлагаются в качестве кандидатов в глобальные стратотипы и точки для границы индского и оленекского ярусов. Нижняя граница оленекского яруса проводится по появлению амmonoидей *Hedenstroemia* и *Meekoceras*.

Ключевые слова. Нижний триас, индский и оленекский ярусы, биостратиграфия, магнитостратиграфия, Южное Приморье.

За время изучения триасовых отложений было предложено множество вариантов ярусного расчленения нижнего триаса. В 1991 г. на симпозиуме в Лозанне триасовая подкомиссия большинством голосов рекомендовала схему ярусного расчленения (Кипарисова, Попов, 1964), согласно которой нижний отдел триаса имеет двучленное строение и представлен индским и оленекским ярусами. На заседании триасовой подкомиссии, состоявшейся в Киото в рамках XXIX Международного геологического конгресса, эта тема снова обсуждалась с учетом дополнительных замечаний (Baud, Gaetani, 1992) и в связи с предстоящей работой, предшествующей формальному утверждению схемы исполнительным комитетом Международного союза геологических наук. Актуальной проблемой, возникшей перед триасовой подкомиссией Международной стратиграфической комиссии, является выбор глобального стратотипа границы между указанными ярусами. В связи с этим в 1997 г. была сформирована специальная рабочая группа (IOBWG), председателем которой утвержден один из авторов настоящей статьи (Ю.Д. Захаров), заместителем – Э. Бо (Лозанский университет).

Сложность проблемы границы индского и оленекского ярусов заключается в том, что ни один из разрезов стратотипических местностей индского (Соляной кряж, Пакистан) и оленекского (Арктическая Сибирь) ярусов (Zakharov, 1996) не может быть использован в качестве стратотипа этой границы по следующим причинам:

1. Индский ярус в бассейне р. Оленек сложен преимущественно лагунными туфогенными образованиями, лишенными надежной палеонтологической характеристики. 2. В большинстве известных разрезов бассейна р. Инд (Соляной кряж) и соседних с ним регионов Гималаев амmonoидей редки или отсутствуют непосредственно в пограничных слоях цератитового мергеля и цератитового песчаника, где было предложено проводить границу между ярусами нижнего триаса.

Таким образом, существует проблема глобальной корреляции ярусов нижнего триаса в связи с установлением их в разных биохориях, для решения которой первостепенное значение приобретают регионы, занимающие промежуточное положение между Бореальной областью и Гималайской провинцией и имеющие некоторые черты сходства с каждой из этих биохорий. К числу таких районов относится Уссурийская провинция, в состав которой входит Южное Приморье, материалы по нижнему триасу которого при обосновании границы между индским и оленекским ярусами часто использовались Л.Д. Кипарисовой и Ю.Н. Поповым (1956, 1964).

В Южном Приморье известно несколько опорных разрезов нижнего триаса (Бурый, 1959; Корж, 1959; Кипарисова, 1961, 1972; Захаров, 1968, 1978; Zakharov, 1997). Недавно Ю.Д. Захаровым (1994; Zakharov, 1996) в качестве кандидата в стратотипические разрезы границы индского и оленекского ярусов был предложен разрез райо-

на мыса Три Камня на западном побережье Уссурийского залива.

Настоящая статья посвящена обоснованию выбора второго кандидата в глобальные стратотипы границы индского и оленекского ярусов (лимитотипа оленекского яруса) в Южном Приморье – в районе бухты Абрек. Палеомагнитно-петрографические исследования пород были выполнены во Владивостокской петрофизической лаборатории Приморской поисково-съемочной экспедиции. Магнитная восприимчивость определялась с помощью каппа-мостика KLY-2. Измерения остаточной намагниченности образцов выполнены на рол-генераторах типа JR-4. Термочистки выполнены при нагревах от 100 до 600°C.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕГО ТРИАСА В ЮЖНОМ ПРИМОРЬЕ

Первое описание раннетриасовых амmonoидей Южно-Уссурийского края было выполнено К. Динером (1895). В основу его монографии был положен палеонтологический материал, собранный преимущественно Д.Л. Ивановым. Открытие палеонтологически охарактеризованных триасовых отложений на юге Дальнего Востока имело важные последствия для развития мировой стратиграфии, поскольку до этого во всем мире были известны лишь три района с полными разрезами нижнего триаса: Альпы (Mojsisovics, 1882), Арктическая Сибирь (Mojsisovics, 1886) и Соляной кряж (Waagen, 1895).

П.В. Виттенбург (1910, 1916) выделил зоны "Pseudomonotis" (=Eumorphotis) iwanowi, "Terebratula" (=Fletcherithyris) margaritovi и "Xenodiscus" (=Kazakhstanites) nicolai в нижнем отделе триаса Южно-Уссурийского края. Базальные конгломераты триаса он относил к юре, ошибочно считая, что подстилающая их флороносная толща в районе бухты Новик на о-ве Русском имеет не пермский, как будет установлено позднее, а юрский возраст.

Л.Д. Кипарисовой (1961) была предложена следующая схема зонального расчленения нижнего триаса, составленная, в отличие от схемы П.В. Виттенбурга, на основе данных по единой группе беспозвоночных – амmonoидеям: 1) базальные слои (конгломераты), 2) зона Proptychites (первоначально это подразделение называлось зоной Meekoceras), 3) зона Flemingites (песчаники, алевролиты, аргиллиты), 4) зона Prospingites (алевролиты, песчаники) и 5) зона Subcolumbites (песчаники, алевролиты, аргиллиты). Граница между индским и оленекским ярусами первоначально проводилась по кровле зоны Flemingites (Кипарисова, Попов, 1956; Бурий, 1959; Корж, 1959; Кипарисова, 1961), позднее – по ее подошве (Кипарисова, Попов, 1964; Кипарисова, 1972),

при этом зоны Flemingites и Prospingites были объединены.

Ю.Д. Захаров (1968) впервые привел данные о значительной фациальной изменчивости нижнего триаса этого региона, что не было учтено ранее при корреляции разных разрезов Приморья, в результате чего некоторые зональные комплексы амmonoидей индского и оленекского ярусов, предложенные Л.Д. Кипарисовой (1961), оказались искаженными.

В настоящее время используется следующая схема зонального расчленения нижнего триаса (Захаров, 1968, 1978; Бурий и др., 1972; Бурий, Жарникова, 1981; Захаров, Рыбалка, 1987; Zakharov, 1997), утвержденная в качестве унифицированной для Дальнего Востока на IV Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, состоявшемся в Хабаровске в 1990 г.

Индский ярус. 1) слои с *Glyptophteras ussuriense*, 2) зона *Gyronites subdarmus*.

Оленекский ярус. 1) зона *Hedenstroemia bosphorensis*, 2) зона *Anasibirites nevolini*, 3) зона *Tirolites* (со слоями *Bajarunia dagysi* и *Tirolites ussuriensis*), 4) зона *Neocolumbites insignis*, 5) зона *Subcolumbites multiformis*.

И.В. Бурий с соавторами (Бурий и др., 1976, 1977; Buriij et al., 1993; Buriij, 1997) установил три горизонта в объеме индского и оленекского ярусов: лазурнинский, тобизинский и чернышевский. Недавно в связи с исследованием фациальной изменчивости отложений нижнего триаса в пределах этого интервала дополнительно были выделены свиты (Zakharov, 1997).

Раннетриасовые конодонтовые комплексы Южного Приморья впервые исследовала Г.И. Бурий (1979). Важно отметить, что в настоящее время ни в одном из регионов мира точное положение нижней границы оленекского яруса по конодонтам установить пока невозможно (как в Соляном кряже, так и в Приморье зональный индекс зоны *Neospathodus pakistanensis* распространен от верхних слоев индского до нижней части оленекского яруса).

РАЗРЕЗ НИЖНЕГО ТРИАСА БУХТЫ АБРЕК

Разрез расположен на северо-восточном побережье бухты Абрек, в 0,8 км севернее мыса Юнши (42°55' с.ш. и 131°26' в.д.) (рис. 1 и 2).

Биостратиграфическая последовательность

На присутствие в глинистых отложениях бухты Абрек в заливе Стрелок раковин двустворок и гастропод раннетриасового возраста впервые обратил внимание Д.Л. Иванов (Динер, 1895).

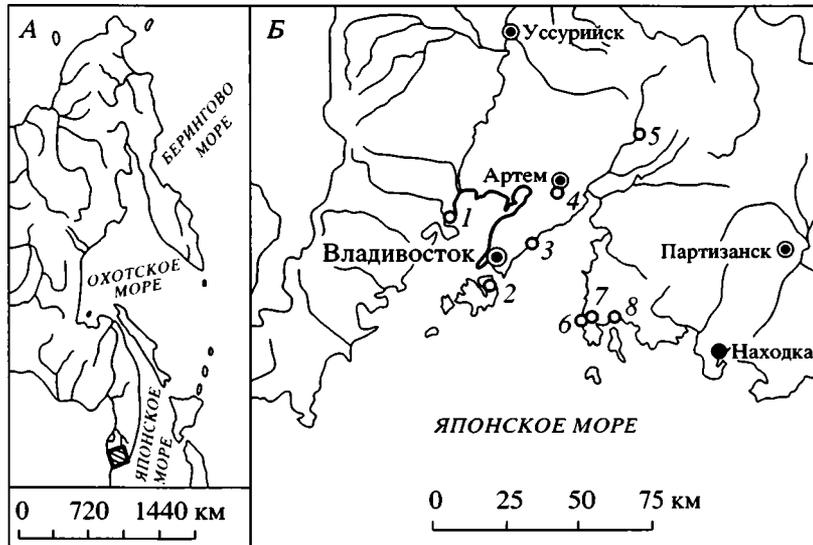


Рис. 1. Расположение разрезов пограничных слоев индского и оленекского ярусов нижнего триаса в Южном Приморье.

А – расположение изученной территории (заштриховано); *Б* – Южное Приморье. Разрезы: 1 – западное побережье Амурского залива между мысами Атласова и Угольным, 2 – бухта Аякс (о-в Русский), 3 – мыс Три Камня и скала Орел (западное побережье Уссурийского залива), 4 – карьер “СМИД”, окрестности Артема, 5 – левобережье р. Артемовки, 6 – мыс Ком-Пиохо-Сахо, 7 – район железнодорожной станции Южнореченск (Шимеуза), 8 – бухта Абрек (зал. Стрелок).

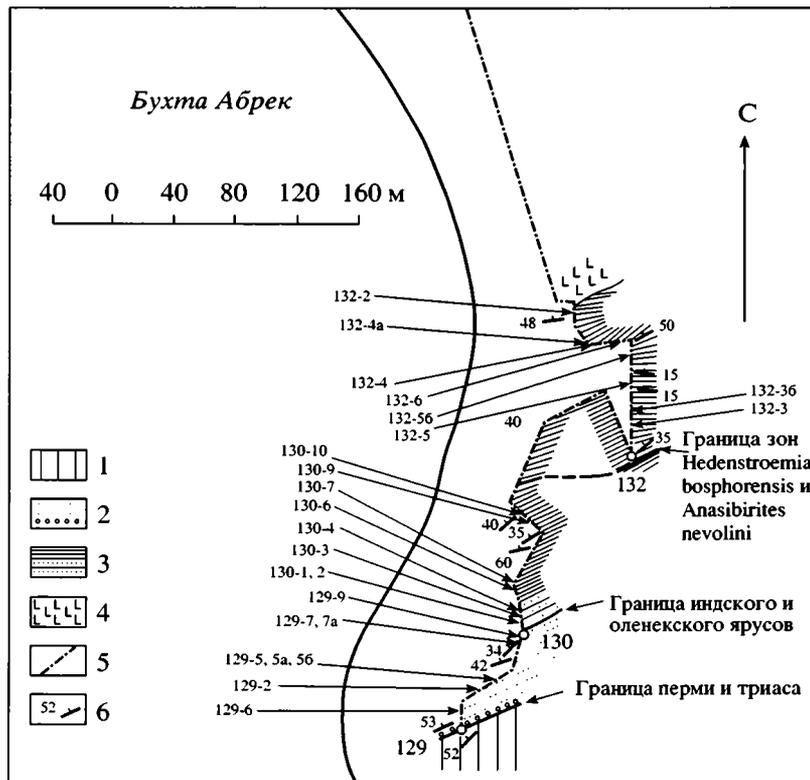


Рис. 2. Геологическое строение северо-восточного побережья бухты Абрек.

1 – континентальные отложения мургабского яруса (абрекская свита); 2 – морские отложения индского яруса (нижняя и средняя части лазурнинской свиты); 3 – морские отложения зон *Hedenstroemia bosphorensis* и *Anasibirites nevolini* оленекского яруса (верхняя часть лазурнинской и нижняя часть житковской свит); 4 – дайки диоритовых порфиритов; 5 – маршрут исследований; 6 – элементы залегания слоев.

Л.Д. Кипарисова (1938) приводит следующий список двустворок из нижнего триаса бухты Абрек по сборам П.В. Виттенбурга 1908–1923 гг. и А.Н. Криштофовича 1924 г.: *Claraia aurita* Hauer, *Eumorphotis multiformis* (Bittner), “Pecten” (=Chlamys?) *kryshstofowichi* Kipar., *Myoconcha* aff. *goldfussi* Dunk., а также *Posidonia abrekensis* Kipar.

Первое и единственное описание триасовых цефалопод из района бухты Абрек было выполнено также Л.Д. Кипарисовой (1961) (по сборам Н.А. Ноздреева, Н.К. Трифонова, И.В. Бурия, М.В. Коржа 1938–1956 гг.). Она описала два вида наутилоидей (*Menuthionautilus*, “*Syringoceras*”) и семь видов аммоноидей (*Hedenstroemia*, *Arctoceras* (=“*Proptychites*”), *Gyronites* и *Meekoceras*) из нижнего триаса, а также форму, определенную как *Discortychites*.

Л.Д. Кипарисова (1972) отмечает существенное расхождение в используемых ею стратиграфических схемах Н.А. Ноздреева (Кипарисова, 1972), И.В. Бурия (1959), М.В. Коржа (1959) и Б.И. Васильева (Кипарисова, 1972), что в конечном итоге привело ее к неточной увязке этих данных. Границу между индским и оленекским ярусами Л.Д. Кипарисова проводит, с одной стороны, по появлению *Hedenstroemia* и *Meekoceras*, с другой – по смене песчаной фации алевритовой, что вступает в противоречие с данными Н.А. Ноздреева, автора находки *Hedenstroemia* в песчаной фации. А.С. Дагис (1974), описавший новый род и вид замковых брахиопод *Abrekia sulcata* Dagys по сборам И.В. Бурия из песчаников нижнего триаса бухты Абрек, считал их индскими.

Ниже описан разрез нижнего и части среднего триаса района бухты Абрек с учетом более представительных сборов беспозвоночных 1997–98 годов. На континентальных отложениях абрексской свиты мургабского возраста, представленных в верхней своей части светло-серыми мелко- и среднезернистыми туфогенными песчаниками и гравелитами, со скрытым стратиграфическим несогласием (размывом) залегают следующие отложения нижнего триаса (снизу вверх):

Индский ярус

Зона *Gyronites subdarmus*

1. Конгломераты мелко- и среднегалечные, с зеленовато-серым песчаным наполнителем, отличающимся от подстилающих песчаников хорошей сортировкой. В составе обломочного материала преобладает галька кислых и средних эффузивов. Мощность 1.3 м.

2. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с многочисленными линзами мелкогалечных конгломератов мощностью до 1–3 см. Мощность 4.0–4.5 м.

3. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с разрозненными створками двустворок, редкой галькой, мелкими угловатыми обломками черных алевроаргиллитов и редкими маломощными линзами мелкогалечных конгломератов. Мощность 19.0–21.0 м.

4. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с линзами известковистых песчаников-ракушечников мощностью до 15 см. В 5 м выше подошвы пачки встречен прослой полосчатых песчаников с глинистым прослоем (толщиной не более 1–3 мм). Мощность 8.0 м. Брахиоподы – *Lingula borealis* Bittner, *Orbiculoidea* sp.; двустворки – *Claraia australasiatica* Krumb., *Promyalina putiatinensis* (Kipar.), *Eupecten* cf. *ussuricus* (Bittner), *Entolium microtis* Witt.; аммоноидеи – *Gyronites subdarmus* Kipar.; членистоногие – клешни крабов, хордовые – зубы скатов.

5. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, слюдистые, с многочисленными прослоями черных алевроаргиллитов (толщиной от 2 до 10, редко 40 мм) и с линзами известковистых песчаников-ракушечников (мощностью до 20–40 см); поверхности слоев несут асимметричные знаки ряби – следы течения юго-восточного (125°) направления. Мощность 6.0 м. Двустворки – *Neoschizodus laevigatus* (Zieten); аммоноидеи – *Lythophiceras*? sp.; растения – крупные листья голосеменных.

6. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с маломощными прослоями черных алевроаргиллитов через 0.5–0.6 м; в подошве пачки – слой известковистых песчаников-ракушечников (30 см); поверхности слоев несут асимметричные знаки ряби. Мощность 5.0 м. Брахиоподы – *Lingula* sp., *Orbiculoidea* sp.; двустворки – *Eumorphotis multiformis* (Bittner), *Neoschizodus laevigatus* (Zieten), *Anodontophora fassaensis* (Wissm.); гастроподы; аммоноидеи – *Gyronites subdarmus* Kipar., *Koninckites* sp. indet., *Ambites*? sp.

Мощность отложений индского яруса в разрезе составляет 43–46 м.

Оленекский ярус

Зона *Hedenstroemia bosphorensis*

7. Песчаники мелкозернистые, серые, со слоем серых известковистых песчаников-ракушечников (30 см) в основании пачки, с редкими маломощными прослоями черных алевроаргиллитов и конкрециями сидеритового состава. Мощность 2.6 м. Двустворки – *Promyalina* sp., *Entolium microtis* (Witten.), *Velopecten minimus* Kipar., *Pectinidae* gen. et sp. nov.; аммоноидеи – *Meekoceras boreale* Diener, *Ambites* sp.; наутилоидеи – *Phaedrysmocheilus* sp.

8. Песчаники мелкозернистые светло-серые, переслаивающиеся с тонкозернистыми песчаниками, полосчатыми, благодаря глинистой примеси, и линзами известковистых песчаников-ракушечников мощностью до 50 см; на поверхности слоев – асимметричные знаки ряби. Мощность 1.8 м. Брахиоподы – *Lingula borealis* Bittner, *Orbiculoidea* sp., *Abrekia sulcata* Dagys (доминант); двустворки – *Promyalina* sp. (единичные); аммоноидеи – *Arctoceras*? sp. indet., *Meekoceras boreale* Diener, *Melagathiceratidae* gen. et sp. nov.; мшанки (единичные).

9. Переслаивание мелкозернистых серых и тонкозернистых полосчатых песчаников, с многочисленными остроугольными обломками черных алевролитов; в основании пачки – слой черных алевроаргиллитов (5 см). Мощность 2.15 м. Аммоноидеи – *Melagathiceratidae* gen. et sp. nov.

10. Переслаивание мелкозернистых светло-серых полосчатых (80 см) и зеленовато-серых тонкозернистых (5 см) песчаников, с редкими известково-мергельными конкрециями. Мощность 8.0 м. Наутилоидеи –

Menuthionutilus korzchi Kiparisova (по сборам Я. Шигэты), *Gyronutilus praevolutum* (Kiparisova) (Zakharov, Shigeta, 2000), аммоноидеи – *Meekoceras boreale* Diener. Вероятно, из этих песчаников происходит раковина аммоноидеи *Hedenstroemia* sp. indet. (по сборам Н.А. Ноздреева) и наутилоидея *Menuthionutilus korzhi* Kipar. (по сборам М.В. Коржа) (Кипарисова, 1961, 1972).

11. Переслаивание черных алевроаргиллитов (50 см), зеленовато-серых тонкозернистых полосчатых песчаников (до 20 см) и серых мелкозернистых песчаников (5–10 см). Мощность 2.7 м.

12. Песчаники тонкозернистые, зеленовато-серые, полосчатые, благодаря маломощным прослоям аргиллитов, с известково-мергельными линзами и конкрециями. Мощность 10.0 м. Двустворки – *Palaoneilo?* *prynadai* Kipar., *Pteria ussurica* Kipar., *Eumorphotis iwanowi* (Bittner), *Promyalina* sp., *Anodontophora fassaensis* (Wissm.); аммоноидеи – *Hedenstroemia* cf. *bosphorensis* (Zakharov) (определение Я. Шигэты), *Parahedenstroemia conspicienda* Zakharov, *Inyoites spicini* Zakharov, *Arctoceras septentrionale* Diener, *Pseudoprosphingites magnumbilitatus* (Kipar.), *Ambites* sp., *Koninckites* aff. *timorensis* Wanner, *Meekoceras boreale* Diener, *M. varaha* Diener, *Dieneroceras chaoi* Kipar., *Preflorianites* cf. *radiatus* Chao.

13. Алевролиты зеленовато-серые, полосчатые (благодаря маломощным прослоям аргиллитов), с редкими известково-мергельными конкрециями. Мощность 8.6 м. Аммоноидеи – *Meekoceras varaha* Diener, *Meekoceras* sp. nov.

14. Алевролиты черные, с прослоями черных аргиллитов, содержащими известково-мергельные конкреции и линзы, и редкими прослоями (до 15 см) серых мелкозернистых песчаников. Мощность 23.0 м. Мелкие двустворки – *Velopecten minimus* Kipar.; мелкие гастроподы, аммоноидеи – *Pseudoprosphingites magnumbilitatus* (Kipar.), *Gyronitidae?*, *Koninckites timorensis* Wanner, *Meekoceras varaha* Diener (доминант), *Flemingites radiatus* Waagen, *Anaxenaspis* cf. *orientalis* (Diener) (в основании пачки).

Зона *Anasibirites nevolini*

15. Переслаивание алевролитов и алевроаргиллитов черных, с крупными известково-мергельными линзами и конкрециями. Мощность 35,0 м. Брахиоподы – *Abrekia?* sp.; мелкие двустворки – *Promyalina* sp., *Posidonia?* sp.; аммоноидеи – *Pseudosagoceras longilobatum* Kipar., *Pseudosagoceras* sp., *Arctoceras labogense* (Zharnikova) (доминант), *A. subhydaspis* (Kipar.), *A. septentrionale* (Diener), *Pseudoprosphingites magnumbilitatus* (Kipar.), *Owenites koeneni* Hyatt et Smith, *Gyronitidae* gen. et sp. nov., *Koninckites timorensis* Wanner (доминант), *Gurleyites* sp., *Anasibirites nevolini* Buriy et Zharnikova, *Palaekazakhstanites ussuriensis* (Zakh.), *Euflemingites prynadai* (Kipar.), *Eophyllites* sp.

16. Алевроаргиллиты черные, с прослоями полосчатых алевролитов и известково-мергелистыми конкрециями. Мощность 5.0 м. Аммоноидеи – *Arctoceras labogense* (Zharnikova), *Pseudoprosphingites magnumbilitatus* (Kipar.), *Koninckites timorensis* Wanner, *Parakymatites* sp. nov., *Meekoceras varaha* Diener, *Meekoceras* sp. nov., *Hemiprionites dunajensis* Zakh., *Preflorianites* cf. *radiatus* Chao. Из аргиллитов этой пачки, вероятно, происходит *Arctoceras abrekenense* (Kipar.), найденный Н.А. Ноздреевым.

17. Алевролиты серые, полосчатые. Мощность 2–3 м.

Общая мощность отложений двух нижних зон оленекского яруса составляет около 100 м.

Анализ фаунистических комплексов

Мшанки. Единичные фрагменты ветвистых колоний мшанок встречаются в известковистых песчаниках нижней части оленекского яруса.

Брахиоподы. В нижнем и среднем триасе бухты Абрек известно около 5–6 видов брахиопод (Zakharov, Popov, 1999), причем в индских отложениях они представлены исключительно беззамковыми формами (зарывающийся бентос). Нижнеоленекские отложения характеризуются появлением и массовым развитием замковых брахиопод *Abrekia sulcata*. Беззамковые *Lingula borealis* и *Orbiculoidea* sp. характерны для песчаников индского и нижней части оленекского ярусов с доминированием *Orbiculoidea* в верхней части индского яруса.

Двустворчатые моллюски. В нижнеиндских отложениях мелководной грубообломочной фации двустворки, как и остатки прочих организмов, крайне редки (встречаются только разрозненные створки или остатки битой ракуши). Сходные комплексы двустворок установлены в песчаниках верхней части индского и нижней части оленекского яруса. Общими видами этих фаций являются *Entolium microtis*, *Neoschizodus laevigatus*, *Anodontophora fassaensis* и некоторые другие. Из массовых видов, встречающихся только в индских отложениях, пока можно назвать *Promyalina shamarae* и, по-видимому, *P. putiatinensis*, хотя *Promyalina* sp., близкая по форме к *P. putiatinensis* встречается и в оленекских отложениях.

Наутилоидеи. Остатки раковин раннетриасовых наутилоидей были встречены лишь в оленекских отложениях бухты Абрек. Оленекские формы представлены тремя видами наутилоид со спирально свернутыми раковинами: *Phraedrysmocheilus* sp., *Menuthionutilus korzhi* и *Gyronutilus praevolutum*.

Аммоноидеи. Из аммоноидей индского возраста определены только четыре вида: *Gyronites subdarmus* (зональный вид-индекс), *Lythophiceras?* sp., *Koninckites* sp. indet. и *Ambites?* sp. Подошва нижнеоленекской зоны *Hedenstroemia bosphorensis* в разрезе определяется по первому появлению представителей рода *Meekoceras*, которые выше по разрезу ассоциируются с *Hedenstroemia* и некоторыми другими типичными представителями оленекского яруса. Комплекс аммоноидей зоны *Hedenstroemia bosphorensis* представлен здесь 19 видами 14 родов (рис. 3). Зональный вид зоны недавно был обнаружен в нижней ее части (пачка 12).

Подошва вышележащей зоны оленекского яруса *Anasibirites nevolini* установлена по первому появлению вида-индекса. Характерными видами

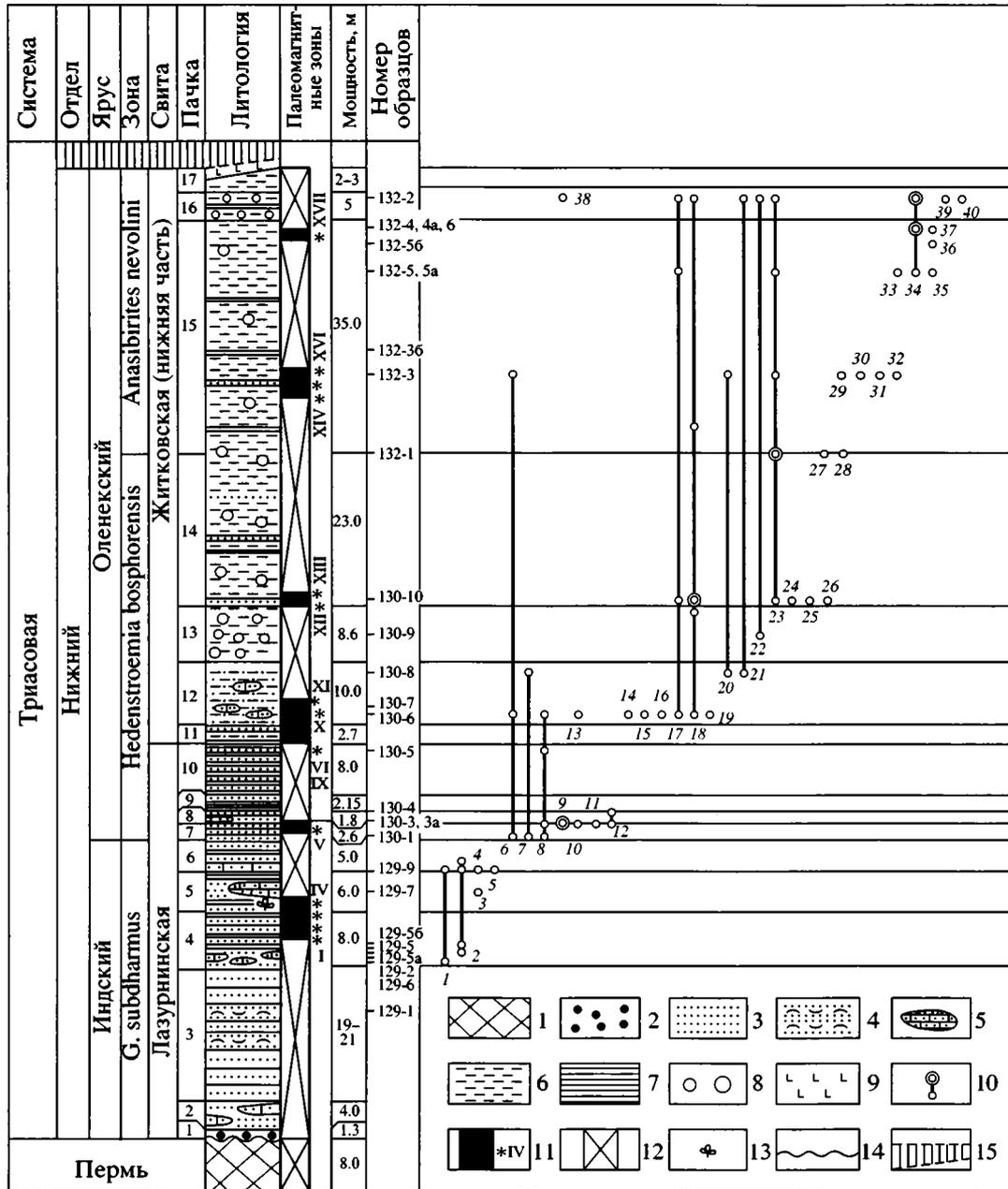


Рис. 3. Распространение важнейших групп беспозвоночных в нижнем и среднем триасе бухты Абрек. Принятые сокращения: *G. subdharmsus* – *Gyronites subdharmsus*.

1 – пермские (мургабские) отложения абрековской свиты; 2 – конгломераты; 3 – мелкозернистые песчаники; 4 – песчаники, содержащие отдельные створки моллюсков; 5 – известковистые песчаники-ракушечники; 6 – алевроаргиллиты; 7 – аргиллиты; 8 – известково-мергельные конкреции; 9 – дайки порфиринов; 10 – интервал распространения вида (двойным кружком отмечены уровни его доминирования); 11 – интервалы пород с прямой намагниченностью (звездочками и римскими цифрами отмечены уровни отбора палеомагнитных проб); 12 – интервалы, необследованные в палеомагнитном отношении; 13 – остатки листовой флоры; 14 – поверхность размыва; 15 – закрытый интервал. Виды: 1 – *Gyronites subdharmsus* Kiparisova, 2 – *Promyalina putiatinensis* (Kiparisova), 3 – *Lytophicerus*? sp., 4 – *Promyalina schamarae* (Bittner), 5 – *Koninckites* sp. indet., 6 – *Promyalina* sp., 7 – *Ambites* sp., 8 – *Meekoceras boreale* Diener, 9 – *Abrekia sulcata* Dagys, 10 – *Hedenstroemia* sp. indet., 11 – *Arctoceras*? sp. indet., 12 – *Melagathiceratidae* gen. et sp. nov., 13 – *Hedenstroemia* cf. *bosphorensis* (Zakharov), 14 – *Inyoites spicini* Zakh., 15 – *Koninckites* aff. *timorensis* Wanner, 16 – *Dieneroceras chaoi* Kiparisova, 17 – *Pseudoprosphingites magnumbilitatus* (Kiparisova), 18 – *Meekoceras varaha* Diener, 19 – *Parahedenstroemia conspicienda* Zakharov, 20 – *Arctoceras septentrionale* (Diener), 21 – *Preflorianites* cf. *radiatus* Chao, 22 – *Meekoceras* sp. nov., 23 – *Koninckites timorensis* Wanner, 24 – *Gyronitidae*?, 25 – *Flemingites radiatus* Waagen, 26 – *Analaxenaspis* cf. *orientalis* (Diener), 27 – *Gurleyites* sp., 28 – *Anasibirites nevolini* Burij et Zhamikova, 29 – *Owenites koeneni* Hyatt et Smith, 30 – *Gyronitidae* gen. et sp. nov., 31 – *Palaeokazakhstanites ussuriensis* (Zakharov), 32 – *Eophyllites* sp., 33 – *Pseudosageceras* sp. indet., 34 – *Arctoceras labrogense* (Zhamikova), 35 – *Euflemingites prynadai* (Kiparisova), 36 – *Arctoceras subhydaspis* (Kiparisova), 37 – *Pseudosageceras longilobatum* Kiparisova, 38 – *Abrekia*? sp., 39 – *Parakymatites* sp. nov., 40 – *Hempiprionites dunajensis* Zakharov.

Таблица 1. Физические свойства пород нижнетриасовых отложений района бухты Абрек

Стратиграфический уровень	Статистики свойств (средние значения)			
	<i>n</i>	σ	χ	<i>In</i>
Индский ярус (зона <i>Gyronites subdharmus</i>)	49	2.550	186	0.8
Оленекский ярус (зоны <i>Hedenstroemia bosphorensis</i> и <i>Anasibirites nevolini</i>)	144	2.632	197	8.2

Примечание: *n* – количество определений; σ – плотность (г/см³); χ – магнитная восприимчивость (10⁻⁶ SI); *In* – остаточная намагниченность (mA/m).

этой зоны являются также *Arctoceras labogense* (доминант), *A. subhydaspsis* (Kipar.), *A. abrekense*, *Gurleyites* sp., *Palaeokazakhstanites ussuriensis*, *Hemiprionites dunajensis*, *Eophyllites* sp., *Parakumatites* sp. nov. Многие из встречающихся здесь видов (*Arctoceras septentrionale*, *Pseudoprosphingites magnumbilocatus*, *Owenites koeneni*, *Koninckites timorensis*, *Meekoceras varaha*, *Euflemingites prynadai* и др.) известны и в подстилающей зоне этого разреза или разрезов соседних районов. Всего в комплексе зоны *Anasibirites nevolini* разреза бухты Абрек установлено 20 видов, принадлежащих 15 родам (один род и два вида являются новыми).

Ракообразные. Остатки клешней мелких крабов установлены в песчаниках индского яруса.

Хордовые. Присутствие остатков амфибий в глинистых породах оленекского яруса (зона *Anasibirites nevolini*) установлено по мелким фрагментам костной ткани. Зубы скатов обнаружены в песчаниках индского и оленекского ярусов.

Палеомагнитная характеристика пород пограничных слоев индского и оленекского ярусов

Как отмечалось ранее (Захаров, Сокарев, 1991), сложность использования палеомагнитных данных по нижнему триасу Южного Приморья для целей магнитостратиграфии состояла в том, что в составе естественной остаточной намагниченности (*In*) триасовых отложений, исследованных на о-ве Русском и западном побережье Уссурийского залива, присутствует, по-видимому, метакристаллическая намагниченность (помимо древней и вязкой), происхождение которой остается не выясненным. Вместе с тем, как показала результаты новейших предварительных наблюдений, материал из триаса бухты Абрек вполне пригоден для магнитостратиграфических исследований. В результате отбора проб по редкой сетке удалось выявить прямую намагниченность осадочных пород на 17 стратиграфических уровнях зон *Gyronites subdharmus* (верхняя часть) (пробы I–IV), *Hedenstroemia bosphorensis* (V–XIII) и *Anasibirites nevolini* (XIV–XVII) индского и оленекского ярусов нижнего триаса (рис. 3), по крайней мере некото-

рые из которых составляют, вероятно, единую протяженную зону прямой намагниченности.

Физические свойства осадочных пород нижнего триаса юго-восточного побережья бухты Абрек (17 ориентированных штудфов) приведены в табл. 1.

Как видно из таблицы, при почти равных показателях магнитной восприимчивости индские отложения, по сравнению с оленекскими, имеют более низкие показатели плотности, сопротивления и остаточной намагниченности. Эти различия подчеркиваются корреляционным анализом: лишь в образцах из индского яруса наблюдается устойчивая прямая корреляционная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью. В то же время в породах обоих ярусов – такая же зависимость между магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью.

В процессе ступенчатого размагничивания и термочисток при нагревах образцов до 500°C их магнитная восприимчивость остается практически постоянной – изменения не превышают 10% первоначальной величины. Остаточная намагниченность образцов по мере повышения температуры нагрева уменьшается (до 10–40% от начального значения – при 400°C, до первых процентов первоначального значения – при 500°C). При температуре 600°C значительно изменяется минеральный состав, а магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность возрастают в 2–3 и более раз. В связи с этим в табл. 2 приведены параметры намагниченности опробованных нижнетриасовых отложений, выделенной в результате термочистки при 400°C.

Приведенный материал по разрезу бухты Абрек и опубликованные данные по прочим разрезам нижнего триаса Южного Приморья (Захаров, 1994; Zakharov, 1996) показывают, что слои, охарактеризованные раннеоленекским комплексом аммоноидей, легко распознаются в этом регионе. Основные затруднения в установлении границы индского и оленекского ярусов здесь чаще всего связаны с недостаточной обнаженностью их пограничных слоев в большинстве известных разрезов.

Таблица 2. Палеомагнитные характеристики триасовых отложений бухты Абрек

Ярус	<i>N(n)</i>	<i>D</i>	<i>J</i>	<i>k</i>	<i>a</i>	<i>Lt</i>	<i>Lng</i>	<i>O1</i>	<i>O2</i>	<i>Ltm</i>	МХН
Оленекский	10(23)	313.5	43.2	26.5	9.6	48.2	32.7	12	7	25.2	T400
Индский	4(9)	303.6	30.3	60.5	16.0	35.5	31.4	18	10	16.3	T400

Примечание: *N(n)* – количество штучков (образцов); *D, J* – склонение и наклонение среднего вектора характеристической остаточной намагниченности; *k* – кучность распределения единичных векторов; *a* – радиус круга доверия для среднего вектора при вероятности 0.95; *Lt, Lng* (*O1, O2*) – долгота и широта (полуоси овала погрешности определения) северного палеомагнитного полюса; *Ltm* – геомагнитная широта (палеоширота) района; МХН – метод выделения характерной намагниченности; Т – термочистка (с указанием температуры прогрева образцов).

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАЦИИ НИЖНЕГО ТРИАСА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ И ВНУТРИРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Существует в основном два литолого-фациальных типа нижнего триаса в Южном Приморье: поли- и бифациальный. Первый из них характерен для западной группы разрезов (о-в Русский, западное побережье Амурского залива между мысами Атласова и Угольным), второй – для восточной группы разрезов (левобережье р. Артемовка, окрестности Артема, мыс Ком-Пиохо-Сахо на восточном побережье Уссурийского залива, железнодорожная станция Южнореченск и бухта Абрек). Разрез мыса Три Камня на западном побережье Уссурийского залива занимает промежуточное положение между этими двумя группами, но тяготеет больше к западной.

Эталонном полифациального типа разреза может служить о-в Русский, где Ю.Д. Захаров (Zakharov, 1997) предложил различать следующие свиты: 1) лазурнинская (в объеме индского яруса и нижних слоев зоны *Hedenstroemia bosphorensis* оленекского яруса; на о-ве Русском она наиболее полно обнажена в бухте Аякс, но стратотипом ее является разрез, расположенный на западном побережье Уссурийского залива, между бухтой Лазурная и мысом Три Камня (Захаров, 1968)); 2) тобизинская (в объеме зон *Hedenstroemia bosphorensis*, за исключением ее базальных слоев, и *Anasibirites nevolini*, со стратотипом на мысе Тобизина, о-в Русский); 3) шмидтовская (в объеме зоны *Tirolites-Amphistephanites*, со стратотипом на мысе Шмидта, о-в Русский); 4) житковская свита (в объеме зон *Neocolumbites insignis* и *Subcolumbites multiformis*, со стратотипом на мысе Житкова, о-в Русский). Первые три свиты представлены в основном песчаной фацией, но лазурнинская свита (110 м) отличается преобладанием грубообломочных пород в ее нижней части и появлением линз бивалвиевых ракушечников в ее средней и верхней частях; тобизинская (180 м) – развитием цефалоподовых ракушечников и появлением маломощного слоя алевроаргиллитов; шмидтовская (40 м) – обилием довольно мощных (до 1.2 м) линз бивалвиевых и брахиоподовых ракушечников. Житковская свита (85 м) резко отличается от ни-

жеležащих свит нижнего триаса широким развитием алевроаргиллитов с обильными остатками раковин аммоноидей и двустворок.

Нижний триас восточной группы разрезов представлен лишь двумя свитами: лазурнинской и житковской, резко выраженная граница между которыми, как было показано на примере разреза юго-восточного побережья бухты Абрек (рис. 3), находится в пределах нижнеоленекской зоны *Hedenstroemia bosphorensis*.

Житковская свита в восточной группе разрезов Южного Приморья отвечает зонам *Hedenstroemia bosphorensis* (за исключением нижней части), *Anasibirites nevolini*, *Tirolites-Amphistephanites*, *Neocolumbites insignis* и *Subcolumbites multiformis*. В бухте Абрек обнажена только нижняя часть житковской свиты, являющаяся хроноэквивалентом тобизинской свиты о-ва Русского.

Нижняя граница житковской свиты во временном отношении является “скользящей”. Последовательная смена фаций связывается с повсеместным углублением морского бассейна, происшедшим с меньшей скоростью в его западной или юго-западной частях, судя по литологии западной группы разрезов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный всесторонний анализ позволяет сделать вывод, что в Южном Приморье лишь два разреза нижнего триаса (разрез на западном побережье Уссурийского залива в районе мыса Три Камня и разрез бухты Абрек в заливе Стрелок) могут быть рекомендованы в качестве кандидатов в глобальные стратотипы и точки границы индского и оленекского ярусов. Все прочие разрезы Южного Приморья, несмотря на те или иные их дефекты, оказываются полезными для выяснения полного состава зональных комплексов верхнего инда и нижнего оленека, что способствует решению многих проблем глобальной корреляции.

Положение нижней границы оленекского яруса в Южном Приморье, Гималаях, Сибири и Канаде может быть определено по появлению аммоноидей рода *Hedenstroemia*, встречающихся в об-

Таблица 3. Корреляция аммоноидных и конодонтовых схем расчленения верхнеиндских и нижнеоленекских отложений

Ярус	Подъярус	Южное Приморье		Соляный кряж		Северо-восток Азии		Канада				
		Zakharov, 1997	Бурий, 1979 (с изменениями)	Waagen, 1895; Gueh, 1978 (с изменениями)	Sweet, 1970	Дагис, Ермакова, 1993 (с изменениями)	Дагис, 1984	Orchard, Tozer, 1997				
Оленекский (нижняя часть)	Аякский	Tirolites–Amphistephanites	Tirolites ussuriensis	Icriospathodus collinsoni	Tirolites–Columbites (нижняя часть)	Neogondolella jubata (нижняя часть)	Northopliceras contrarium	Neogondolella jubata (нижняя часть)	?	Neogondolella aff. sweeti		
			Bajarunia dagysi				Bajarunia euomphala					
		Anasibirites nevolini		Neospathodus waageni	Neogondolella milleri	Anasibirites pluriformis	Neospathodus waageni	Anawasatchites tardus	Neospathodus waageni	Neogondolella milleri	Anawasatchites tardus	Neogondolella milleri
		Hedenstroemia bosphorensis			Parachirognathus–Furnishius	Flemengites flemengianus		Lepiskites kolymensis			Neospathodus waageni	Neogondolella moschieri
		Neospathodus pakistanensis			Neospathodus waageni	Hedenstroemia / hedenstroemi	Neogondolella nepalensis	Hedenstroemia hedenstroemi	Neospathodus pakistanensis	?		
Индский (верхняя часть)		Gyronites subdarmus (верхняя часть)		Neogondolella carinata (верхняя часть)	Prionolobus rotundatus (верхняя часть)	Neospathodus cristagalli	?		Vavilovites sverdrupi	Neospathodus cristagalli		
						Tompoprotychites turgidus		?				
						Vavilovites sverdrupi						

ласти Тетис совместно с *Meekoceras*. Недавняя находка *Meekoceras gracilitatis* White в ассоциации с *Flemingites* и другими типичными представителями зоны *Hedenstroemia bosphorensis* на западном побережье Уссурийского залива в Южном Приморье (по сборам Ю.Д. Захарова) позволяет более уверенно коррелировать ее с зонами *Meekoceras gracilitatis* Айдахо и *Flemingites flemingianus* Соляного кряжа. В последнее время выяснилось также, что *Euflemingites prynadai* (Kipar.), как и представители рода *Arctoceras*, в Южном Приморье широко распространены в двух нижних зонах оленекского яруса. Поскольку виды *Euflemingites* и *Arctoceras* известны в Бореальной области, возникают предпосылки уточнения корреляции отложений смитовского региояруса Канады (Tozer, 1994) с нижними зонами аякского подъяруса оленекского яруса Приморья (Zakharov, 1997).

Предполагаемый нами протяженный интервал с нормальной намагниченностью пород в изученной части аякского подъяруса Южного Приморья, судя по предварительным данным магнитостратиграфии и распространению *Arctoceras* и *Euflemingites*, может соответствовать крупной зоне прямой намагниченности Шпицбергена и Канады (Mork et al., 1999), недавно установленной в пределах по крайней мере зон *Euflemingites romunderi* (верхняя часть) и *Wasatchites tardus* смитовского региояруса.

А.С. Дагис и С.П. Ермакова (1993, Дагис, 1997) справедливо отмечают сложность корреляции отложений пограничных зон индского и оленекского ярусов ряда районов, расположенных в разных биогеографических областях несмотря на отличную глобальную сопоставимость слоев с *Anasibirites* и *Wasatchites* (зона *Neogondolella milleri*) (табл. 3) и некоторых других подразделений нижнего триаса по конодонтам. Это вполне естественно, но данная проблема усложнена некоторыми неточностями и ошибками, допущенными в схеме биостратиграфии нижнего триаса Северо-Востока Азии (Дагис, Ермакова, 1993), что и ранее неоднократно вызывало острую дискуссию (Захаров, 1994; Zakharov, 1994, 1995, 1996; Dagys, 1995; Дагис, 1997). Здесь для примера уместно остановиться лишь на двух моментах.

Палеонтологическая характеристика верхнеиндских отложений Северо-Востока Азии исследована недостаточно полно в силу крайней редкости амmonoидей и конодонтонтов на этом стратиграфическом уровне. Частично этим объясняется частая смена взглядов на зональное строение верхней части индского яруса в этом регионе при почти полном отсутствии поступления нового материала. В новой схеме биостратиграфии нижнего триаса Северо-Востока Азии в качестве верхнего подразделения индского яруса неудачно предложена зона *Kingites? korostelevi* (Дагис, Ер-

макова, 1993), установленная в разрезе по р. Бургаджанжа в Восточном Верхоянье. Эта зона представляется невалидной, так как, по данным Ю.Д. Захарова (1978), вся коллекция исследованных им *Kingites korostelevi* Zakharov, представленная 16 экземплярами, происходит из нижней, а не верхней части индского яруса, как интерпретируют А.С. Дагис и С.П. Ермакова (1993). Эти амmonoидеи были встречены Ю.Д. Захаровым в ассоциации с раннеиндскими *Episageceras*, *Tomprophiceras* и *Ophiceras*.

В качестве другого нововведения в рассматриваемой схеме фигурирует оленекская зона *Lepiskites kolymensis*, располагающаяся, как показано ее авторами, непосредственно выше зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*, что противоречит существующим данным по разрезу р. Кеньеличи (бассейн р. Кулу) (Захаров, 1978), откуда происходит голотип *Lepiskites kolymensis* (Popow). Верхняя часть индского яруса в этом разрезе охарактеризована моллюсками *Promyalina schamarae* (Bittner), *Vavilovites* (*Vavilovites*) *kuluensis* Zakharov и *Prionolobus* sp. nov. и многочисленными конхостраками *Lioesteria* (Захаров, Вавилов, 1976; Захаров, 1978). Наибольшие скопления раннеоленекских амmonoидей в этом разрезе установлены в крупных конкрециях двух стратиграфических уровней: в 46 м и 60 м выше подошвы оленекского яруса. Они представлены здесь в основном *Hedenstroemia mojsisovicsi* Popow (= *H. borealis* Popow, *H. sarta* Popow, "Anahedenstroemia" tscherskii Popow), типичным видом зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*. В ряде конкреций упомянутых уровней *H. mojsisovicsi* были встречены одним из авторов настоящей статьи совместно с *Lepiskites kolymensis* (Popow), *Pseudosageceras multilobatum* Noetling и *Sakhaites subleptodiscus* (Popow). В выше лежащих слоях мощностью до 220 м *Hedenstroemia mojsisovicsi* ассоциируются с *Lepiskites* sp. и *Sakhaites subleptodiscus* (Popow) (Захаров, 1978). Хеденштремиевые слои в бассейне р. Кулу перекрыты отложениями с *Wasatchites* cf. *meeki* Mathews (зона *Wasatchites tardus*) (Бычков, 1972). Таким образом, интервалы стратиграфического распространения *Hedenstroemia* и *Lepiskites* в верховьях Колымы, по-видимому, совпадают (присутствие *Lepiskites kolymensis* в нижней 50–60-метровой пачке оленекских отложений доказано достоверно), что ставит под сомнение правомерность выделения зоны *Lepiskites kolymensis*, по крайней мере, в некоторых районах Северо-Востока Азии.

Авторы признательны В.А. Захарову, Т.Б. Леоновой, В.Р. Лозовскому, П.В. Маркевичу и А.А. Шевыреву за критические замечания, Л.И. Сокур за техническое оформление рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 97-05-65832, 98-05-65343 и 98-04-49355).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурый Г.И.* Нижнетриасовые конодонты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. 143 с.
- Бурый И.В.* Стратиграфия триасовых отложений Южного Приморья // Тр. Дальневост. политехн. ин-та. 1959. Вып. 1. С. 3–34.
- Бурый И.В., Жарникова Н.К.* Аммоноидеи из тиролитовой зоны Южного Приморья // Палеонтол. журн. 1981. № 3. С. 61–69.
- Бурый И.В., Жарникова Н.К., Бурый Г.И.* К вопросу о расчленении нижнетриасовых отложений Южного Приморья // Геология и геофизика. 1976. № 7. С. 150–156.
- Бурый И.В., Жарникова Н.К., Лозовский В.Р., Бурый Г.И.* К биостратиграфии нижнего триаса Южного Приморья // Изв. Высших учебных заведений, геол. и разведка. М.: 1977. Деп. в ВИНТИ, № 243–77. 143 с.
- Бурый И.В., Захаров Ю.Д., Жарникова Н.К., Неволин Л.А.* О находке анасибиритовой фауны в Южном Приморье и ее стратиграфическом значении // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. С. 79–81.
- Бычков Ю.М.* Нижний триас верховьев р. Кулу // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1972. Вып. 20. Магадан: Магаданское кн. изд-во. С. 78–82.
- Виттенбург П.В.* Геологический очерк полуострова Муравьев-Амурского и острова Русского. СПб, 1910. 44 с.
- Виттенбург П.В.* Геологическое описание полуострова Муравьев-Амурского и архипелага импер. Евгении // Зап. о-ва изучения Амурского края. 1916. Т. 15. С. I–XXIX. 1–480.
- Дэгис А.А.* Раннетриасовые конодонты севера Средней Сибири. М.: Наука, 1984. 71 с.
- Дэгис А.С.* Триасовые брахиоподы. Новосибирск: Наука, 1974. 385 с.
- Дэгис А.С.* Зональная схема бореального нижнего триаса и граница индского и оленекского ярусов // Тихоокеанская геол. 1997. Т. 16. № 4. С. 36–40.
- Дэгис А.С., Ермакова С.П.* Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 26–36.
- Динер К.* Триасовые фауны цефалопод Приморской области и Восточной Сибири // Тр. Геол. ком. 1895. Т. 14. № 13. С. 1–59.
- Захаров Ю.Д.* Биостратиграфия и аммоноидеи нижнего триаса Южного Приморья. М.: Наука, 1968. 175 с.
- Захаров Ю.Д.* Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР. М.: Наука, 1978. 224 с.
- Захаров Ю.Д.* Стратотип границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса // Тихоокеанская геол. 1994. Т. 13. № 4. С. 33–44.
- Захаров Ю.Д., Вавилов М.Н.* Ревизия раннетриасового рода *Rachyrotychites* // Морфология и систематика ископаемых беспозвоночных Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 60–67.
- Захаров Ю.Д., Рыбалка С.В.* Эталоны перми и триаса Тетической области // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 6–48.
- Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н.* Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.
- Кипарисова Л.Д.* Нижнетриасовые пластинчатожаберные Уссурийского края // Тр. ГИН АН СССР, 1938. Т. 7. С. 197–311.
- Кипарисова Л.Д.* Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. Ч. 1. Головоногие моллюски // Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер. 1961. Т. 48. С. 1–278.
- Кипарисова Л.Д.* Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. Ч. 2. Позднетриасовые моллюски и общая стратиграфия // Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер. 1972. Т. 181. С. 1–246.
- Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н.* Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы // Докл. АН СССР. 1956. Т. 104. № 4. С. 842–845.
- Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н.* Проект расчленения нижнего отдела триаса на ярусы // Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 16а. М.: Недра, 1964. С. 91–99.
- Корж М.В.* Петрография триасовых отложений Южного Приморья и палеогеография времени их образования. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 83 с.
- Baud A., Gaetani M.* Subcommission on Triassic stratigraphy. Official meeting of the subcommission on Triassic stratigraphy (Kyoto, August 31) // *Albertiana*. 1992. № 2. P. 11–16.
- Burij I.V.* Paleogeography of Triassic sedimentation in South Primorye // *Mém. Géol. (Lausanne)*, 1997. № 30. С. 25–34.
- Burij I.V., Buryi G.I., Zharnikova N.K.* Stratigraphy and interrelationship of marine and continental Triassic deposits in South Primorye // Eds. Lucas S.G. & Morales M. (eds.), *Bull. New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci.*, 1993. № 3. С. 47–49.
- Dagys A.* Zonation of eastern Boreal Lower Triassic and Induan/Olenekian boundary // *Albertiana*. 1995. № 15. P. 19–23.
- Guex J.* Le Trias inférieur des Salt Ranges (Pakistan): Problèmes biochronologiques // *Ecl. Geol. Helv.* 1978. V. 71/1. P. 105–141.
- Kiparisova L.D., Popov Y.N.* A scheme for the subdivision of the Lower Triassic into stages // Intern. Geol. Congress (India). Report of the Twenty-Second Session. Pt. 8. Proceedings of section 8. Palaeontology and Stratigraphy. New Delhi, 1964. P. 223–232.
- Mojsisovics E.* Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz // *Abh. Geol. Reichsanst.*, 1882. Bd. 10. S. 1–322.
- Mojsisovics E.* Arktische Triasfaunen. Beiträge zur paläontologischen Charakteristik der arktisch-pazifischen Triasprovinz // *Mem. Acad. Sci. Nat. St. Petersburg. Ser. 7.* 1886. № 33. P. 1–159.
- Mork A., Elvebakk G., Fosberg A.W et al.* The type section of the Vikinghogda Formation: new Lower Triassic unit in central and eastern Svalbard // *Polar Research*. 1999. V. 18. № 1. P. 51–82.
- Orchard M., Tozer E.T.* Triassic conodont biochronology and intercalibration with the Canadian ammonoid sequence // *Albertiana*. 1997. № 20. P. 33–44.

- Sweet W.C.* Uppermost Permian and Lower Triassic conodonts of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan // Stratigraphic boundary problems: Permian and Triassic of West Pakiastan. Kansas, 1970. P. 207–275.
- Tozer E.T.* Review of the Lower Triassic ammonoids succession and its bearing on chronostratigraphic nomenclature // *Schriften. Erdwiss. Kom. Oester. Akad. Wiss.* 1978. Bd. 4. S. 21–36.
- Tozer E.T.* Canadian Triassic ammonoid faunas // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1994. № 467. 663 p.
- Visser H.* The new STS Triassic stage nomenclature // *Albertiana*. 1992. № 10. P. 1–5.
- Waagen W.* Salt Range fossils. 2. Fossils from Ceratite Formation. *Palaeontol. Indica. Ser. 13*. 1895. V. 2. P. 1–323.
- Zakharov Y.D.* Proposals on revision of the Siberian standard for the Lower Triassic and candidate stratotype section and point for the Induan-Olenekian boundary // *Albertiana*. 1994. № 14. P. 44–51.
- Zakharov Y.D.* Some comments on: *Dagys, Algirdas*, 1995: Zonation of Eastern Boreal Lower Triassic and Induan/Olenekian boundary // *Albertiana*. 1995. № 16. P. 41–42.
- Zakharov Y.D.* The Induan-Olenekian boundary in the Tethys and Boreal realm // *Ann. Mus. civ. Rovereto. Sez.: Arch., St., Sci. nat.* 1996. Suppl. V. 11. P. 133–156.
- Zakharov Y.D.* Ammonoid evolution and the problem of the stage and substage division of the Lower Triassic // *Mém. Géologie (Lausanne)*. 1997. № 30. P. 121–136.
- Zakharov Y.D., Popov A.M.* New data on Induan/Olenekian boundary in South Primorye. Annual report 1999 of IOBWG // *Albertiana*. 1999. № 22. P. 19.
- Zakharov Y.D., Shigeta Y.* Gyronautilus, a new genus of Triassic Nautilida from South Primorye, Russia // *Paleontol. Research*. 2000. Vol. 4. № 4. P. 231–234.

Рецензенты Т.Б. Леонова, А.А. Шевырев

УДК 551.58:551.736.1

КЛИМАТ ВО ВРЕМЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ БИОСФЕРНЫХ ПЕРЕСТРОЕК.

СТАТЬЯ 1. КЛИМАТ РАННЕЙ ПЕРМИ

© 2002 г. Н. М. Чумаков, М. А. Жарков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 19.09.2000 г.

В перми произошел последний в геологической истории переход от гляциоэры к термоэре. Эта глобальная перестройка климата последовала за важной палеогеографической перестройкой, возникновением Пангеи, и предшествовала крупнейшей перестройке земной биоты в конце перми – начале триаса. Климатические изменения были центральным и, очевидно, связующим звеном в этой цепи изменений. Анализ климатической истории помогает выявить роль климата в коренной перестройке позднеледниковой биосферы.

Составлены литолого-палеогеографическая и две палеоклиматических карты, которые позволили реконструировать раннепермскую климатическую зональность. В начале раннепермской эпохи оледенения охватывали высокие и средние широты Южного полушария и напоминали ледниковый максимум плейстоцена. Затем ледниковый покров начал сокращаться и во второй половине сакмарского – начале артинского веков приобрел вид полярной шапки. Отдельные центры оледенений сохранялись в Антарктиде до конца раннепермской эпохи. Эти изменения климата не были однонаправленными и осложнялись осцилляциями разных масштабов. Большое влияние на климат перми оказывало существование суперконтинента Пангеи. Асимметричное по отношению к экватору расположение его континентальных масс обуславливало асимметрию климатической зональности. Особенно резкой она была в начале раннепермской эпохи, когда в континентальном Южном полушарии ледниковый пояс простирался от полюса до 40–30° южной палеошироты. Соответственно в Южном полушарии были редуцированы остальные климатические пояса, за исключением аридного. В Северном океаническом полушарии, напротив, ледниковый пояс отсутствовал, и наибольшее развитие получили семиаридный и умеренный пояса. К концу ранней перми асимметрия климатической зональности на Земле несколько уменьшилась. В обоих полушариях в это время значительное распространение получили аридные и семиаридные климатические пояса. Аридизация Пангеи, обусловленная ее огромными размерами, орографическими барьерами и последовательной регрессией эпиконтинентальных морей, была усилена глобальным послеледниковым потеплением.

Ключевые слова. Ранняя пермь, ледниковый, холодно-умеренные, умеренные, семиаридные, аридные и экваториальные климатические пояса, климатическая асимметрия, оледенения, флуктуации

ВВЕДЕНИЕ

Пермско-раннетриасовый интервал геологической истории характеризовался тремя особенностями, которые делают его весьма привлекательным объектом при изучении биосферных перестроек. Во-первых, к его началу на Земле завершилась географическая перестройка – сформировалась принципиально новая конфигурация океанов и континентов. Возник единый суперконтинент Пангея, который протягивался в меридиональном направлении от Южного полюса почти до Северного. Второй особенностью были крупные климатические перестройки: переход от гондванской ледниковой эры (гляциоэры) к сибирской безледниковой эре (термоэре)¹ и параллельно –

прогрессивная аридизация Пангеи, которая была обусловлена огромными размерами этого суперконтинента, наличием гор, изолирующих его от океанов, регрессией эпиконтинентальных морей и общим потеплением на Земле. Третья особенность – самый крупный в фанерозое биотический кризис, который начался в середине поздней перми, особенно сильно проявился вблизи границы перми и триаса и привел к смене палеозойской “эволюционной фауны” современной (Sepkoski, 1990).

Таким образом, вслед за географической последовали климатическая и биотическая перестройки. Их суммарные последствия были очень значительными, и это позволяет говорить о том, что на протяжении перми – раннего триаса произошла кардинальная реорганизация всей биосферы, в частности, ее переход из “холодного” (ледникового) состояния в “теплое” (безледниковое). Кли-

¹ Эту безледниковую эру часто именуют “мезозойской”, что не совсем точно, так как кроме мезозоя она охватывает начало кайнозойской эры.

матическая перестройка была, очевидно, связующим звеном в этой цепи изменений. Анализ весьма динамичной климатической истории и в первую очередь климатической зональности помогает оценить роль климата в данной биосферной перестройке и высказать предположения о связи между ее главными событиями.

Вторая важная проблема, затрагиваемая в статье, связана с тем, что рассматриваемый интервал геологической истории представляет ближайший и самый доступный для исследований переход от ледникового климата и “холодной биосферы” к безледниковому климату и “теплой биосфере”. Изучение климатических изменений в перми–раннем триасе и их последствий имеет поэтому большую научный и прогностический интерес для оценки аналогичных изменений, которые могут произойти в будущем. Предыдущий, более древний переход от холодного к теплomu состоянию биосферы произошел на Земле вначале силура и в венде – самом начале кембрия и их изучение по многим причинам является существенно более сложным.

Палеогеография, биотические, частично седиментационные и климатические события перми были недавно рассмотрены в ряде сводных работ (Embry et al., 1994; Deynoux et al., 1994; Scholle et al., 1995; Martini, 1997; Ziegler et al., 1998; Rees et al., 1999; Жарков, Чумаков, 2001), поэтому в данной статье основное внимание будет уделено эволюции климатической зональности, которая в упомянутых выше работах или не рассматривалась или характеризовалась очень кратко. В своих исследованиях мы опираемся на палеоклиматические реконструкции, отражающие типичные отрезки климатической истории пермского и начала триасового периодов. Они были составлены по описанной нами ранее методике (Чумаков и др., 1995) на основе карт обстановок седиментации (Жарков, Чумаков, 2001), данных по палеобиогеографии (Добрускина, 1982; Мейен, 1987; Дуранте, 1995; Грунт, 1995; Игнатъев, Наугольных, 2001; Dobruskina, 1994; Grunt, Shi, 1997; Wnuk, 1996; Shi, Grunt, 2000), на перечисленных выше и на других опубликованных палеоклиматических, палеобиогеографических и геологических материалах. Трудности глобальной корреляции пермских и нижнетриасовых отложений общеизвестны. Нами использовались корреляционные схемы, предложенные для международного проекта “Пангея” (Ross, Ross, 1995). Имеется ряд схем, несколько отличающихся от данной (Котляр, 1997; Jin et al., 1997; Kozur, 1998; Леонова, 1999 и др.). Существующие неопределенности в корреляциях обуславливают некоторую условность возрастных рамок предлагаемых палеоклиматических реконструкций и рассматриваемых событий, однако не меняют их характера и последовательности.

В данной, первой, статье нашей работы рассмотрены климатическая зональность и климатическая история раннепермской эпохи, а во второй – то же для поздней перми–индского века, раннего триаса и сделаны общие выводы об эволюции климата в перми–начале триаса, ее причинах и возможных последствиях.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РАННЕЙ ПЕРМИ

Климатическая зональность раннепермской эпохи в значительной степени была унаследована от позднекарбонной, но тенденция климатических изменений во многих отношениях была противоположной. Тренд к похолоданию постепенно сменился потеплением, а аридизация Пангеи к концу раннепермской эпохи заметно усилилась. Оба эти процесса привели к принципиальным изменениям климатической зональности на Земле.

Для реконструкции климатической зональности в ранней перми дополнительно к опубликованной ранее литолого–палеогеографической карте для позднекарбонной–раннеартинского времени (Жарков, Чумаков, 2001) сделана аналогичная карта для ассельского века (рис. 1) и две палеоклиматические карты для позднеассельского–раннекарбонского и позднекарбонного–раннеартинского времени (рис. 2 и 3). При их составлении использованы многочисленные опубликованные материалы. Помимо тех, на которые даны конкретные ссылки в тексте статьи – это следующие работы (Bhattacharya, 1991; Collinson, Miller, 1991; Cole, McLachlan, 1991; Geslin, 1998; Heckel, 1980; Isbell, Collinson, 1991; Peterson, 1980; Rall, 1996; Stevens, 1991a,b; Tsubone et al., 1991; Wartiti et al., 1990; Wopfner, 1991). Литолого–палеогеографическая карта реконструирует седиментационную зональность в момент наиболее широкого развития оледенения и окончательного становления коллизионной горной страны в Центральной Пангеи.

Ниже последовательно рассматриваются климатические пояса обоих полушарий, начиная с высоких широт к низким.

Южный ледниковый пояс высоких и средних широт. Оледенения южной Пангеи были наиболее примечательной особенностью климата в начале раннепермской эпохи. Они обуславливали существование субширотного ледникового пояса (рис. 1 – SG, рис. 2, 3 – G). История этого пояса представляется достаточно сложной. В наиболее полных ледниковых разрезах, рассматриваемых ниже, наблюдается многократное чередование континентальных и морских ледниковых отложений с межледниковыми отложениями, что указывает на серию ледниковых и межледниковых событий нескольких рангов и на связанные с ними

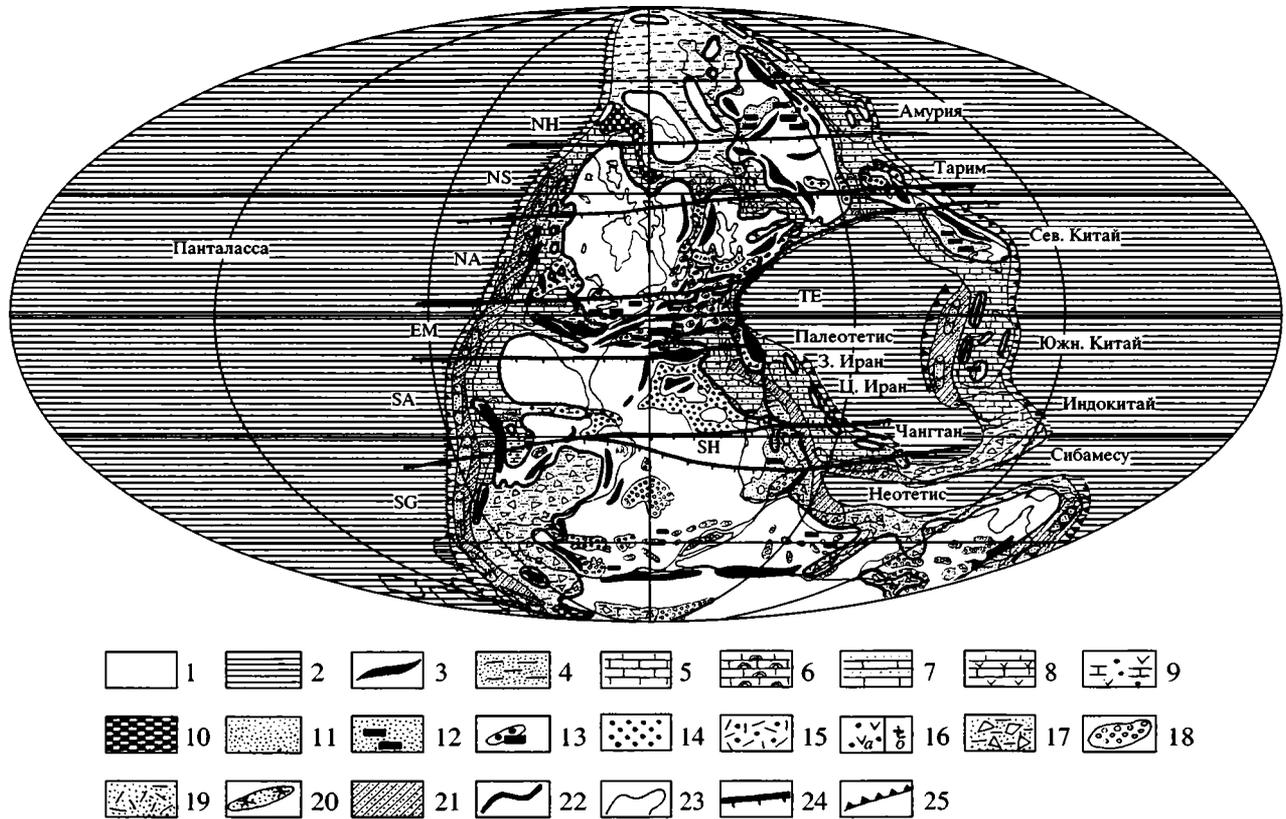


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая карта асельского–раннесакмарского времени ранней перми.

1 – суша, 2 – океаны, 3 – горные сооружения, 4 – шельфовые терригенные моря, 5 – карбонатные платформы, 6 – карбонатные рифогенные отложения, 7 – шельфовые терригенно-карбонатные моря, 8 – эвапоритово-карбонатные платформы, 9 – внутренние сульфатно-карбонатные и себховые бассейны с красноцветным терригенным осадконакоплением, 10 – черносланцевые (аноксичные) бассейны, 11 – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные и аллювиально-озерные бассейны в гумидных зонах, 12 – угленосные бассейны, 13 – красноцветные терригенные угленосные бассейны, 14 – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные эоловые и озерные бассейны красноцветной седиментации в аридных зонах, 15 – бассейны с вулканогенно-терригенным красноцветным осадконакоплением, 16a – внутриконтинентальные и прибрежные аллювиальные, озерные, себховые и соленосные бассейны с красноцветной терригенной и гипсоносной седиментацией, б – соленосные бассейны, 17 – марино-гляциальные ледниковые отложения, 18 – области развития континентальных ледниковых отложений, 19 – внутриконтинентальные бассейны сероцветного терригенно-вулканогенного осадконакопления, 20 – терригенно-вулканогенные комплексы островных дуг, 21 – турбидитные прогибы, 22 – древние береговые линии, 23 – современные береговые линии, границы осадочных бассейнов и литолого-палеогеографических зон, 24 – границы седиментационных поясов, 25 – зоны субдукций.

Буквами обозначены пояса: SG – ледниковый, SH – южный гумидный, угленосный, SA – южный аридный, EM – экваториальный горный, TE – тропическо-экваториальный, NA – северный аридный эвапоритовый, NS – северный семиаридный, NH – северный гумидный, угленосный. З. Иран – Западный Иран; Ц. Иран – Центральный Иран.

расширения и сокращения пояса, сопровождавшиеся гляциоэвстатическими и гляциоизостатическими колебаниями уровня моря и континентов. Датировка и корреляция даже самых крупных событий (ледниковых и межледниковых периодов) порой довольно затруднительна, ввиду малого количества органических остатков в ледниковых разрезах, эндемизма фауны и флоры, а также большой фациальной изменчивости ледниковых отложений. Этим объясняются существующие разногласия в оценке возраста и пространственного распространения отдельных ледниковых эпизодов.

Оледенения начались еще в середине карбона (Lopez-Gamundi, 1997), а в конце позднего карбона – начале ранней перми ледниковый пояс имел, по-видимому, максимальную ширину². Как полагает сейчас большинство исследователей, раннепермские ледники достигли наибольшего распро-

² Ширина ледниковых поясов и суммарная масса льда на Земле не строго пропорциональны между собой. Объем ледников, если судить по эвстатической и изотопно-кислородной кривым, а также математическому моделированию и палеотемпературным данным (Gonzalez-Bonorino, Eyles, 1995), возможно был максимальным в начале среднего карбона.

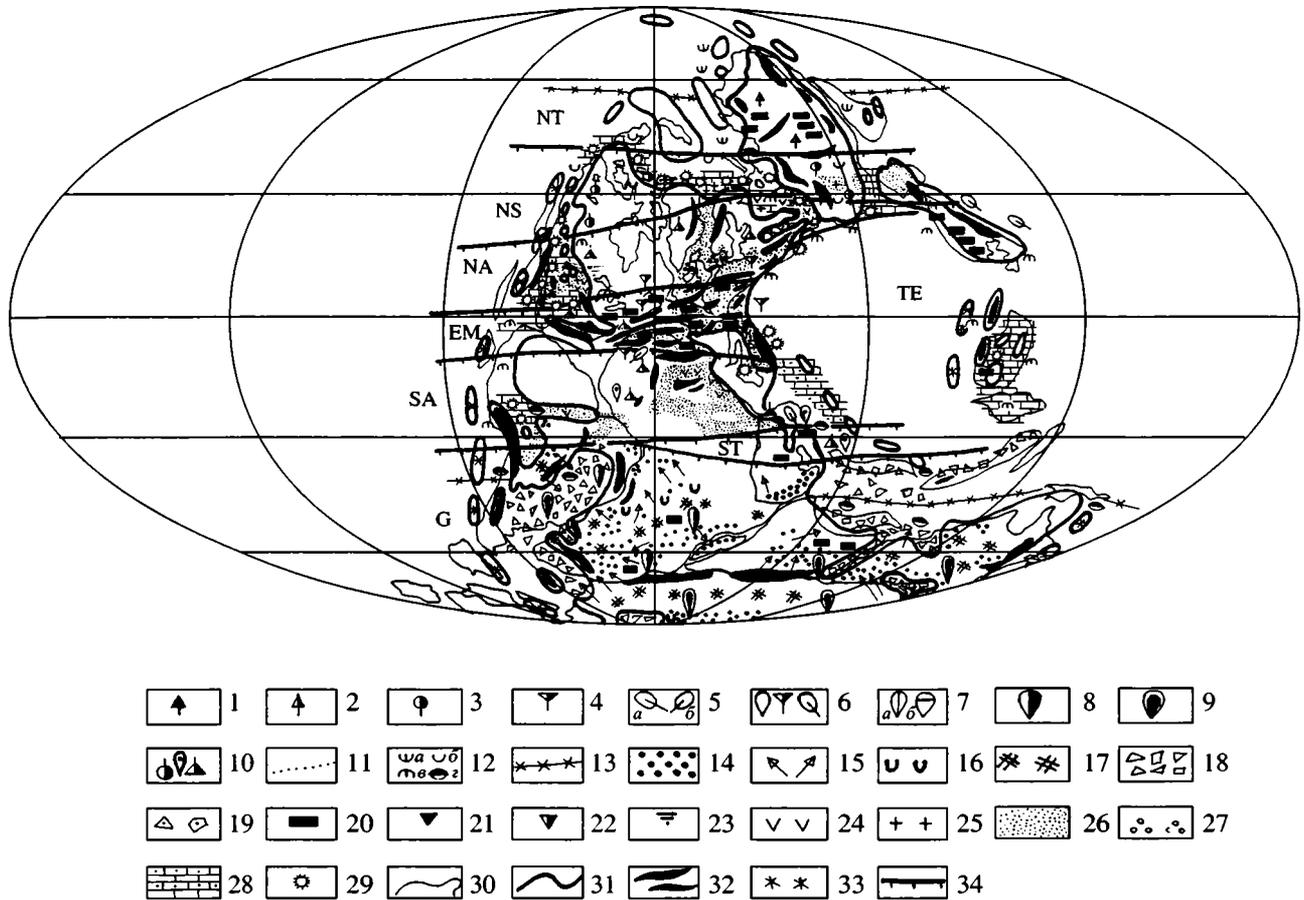


Рис. 2. Климатическая зональность ассельско-раннесакмарского времени. (Усл. обозначения к рис. 2 и 3.)

1–13 – палеонтологические климатические индикаторы: 1 – холоднолюбивая растительность Северо-Сибирской области, 2 – умеренно-холоднолюбивая растительность Сибирской области, 3 – теплолюбивая растительность Субангарской области, 4 – теплолюбивая растительность Евромерийской области, а также растительность сходная с евромерийской в Аравии и Бирмо-Малакском регионе, 5 – тепло- и влаголюбивая растительность Катазийского царства (а – Северокитайские флористические области; б – Южнокитайская флористическая область), 6 – теплолюбивая растительность Южного полушария (гондванская растительность с элементами евромерийской и/или катазиатской в Африке), 7 – умеренно-теплолюбивая растительность Гондванского царства (а – Австрало-афро-американской области, б – Аргентино-бразильской области), 8 – умеренно-холоднолюбивая растительность Гондванского царства (Глоссоптерисовая флористическая область), 9 – холоднолюбивая растительность Гондванского царства (Гангомонттерисовая флористическая область), 10 – главные местонахождения папинофлоры соответствующих фитохорий, 11 – границы некоторых фитохорий, 12 – комплексы шельфовой фауны беспозвоночных (по Грунт, 1995; Grunt, Shi, 1997; а – высокобореальный; б – низкобореальный; в – тропической (палеоэквадаториальной); г – нотальный), 13 – северная и южная границы распространения конодонтов ранней перми (по Wardlaw, 1995); 14–29 – литологические индикаторы: 14 – преимущественно континентальные ледниковые и межледниковые отложения, 15 – направления движения ледников, 16 – ископаемые троговые долины, 17 – центры оледенений, 18 – преимущественно морские и марино-гляциальные отложения, 19 – предполагаемые ледниковые отложения, 20 – каменные угли, 21 – бокситы, латериты, 22 – почвы гумидные, 23 – почвы карбонатные, красноцветные и пестроцветные (частично оглеенные) и калькреды, 24 – гипсы и ангидриты, 25 – каменные, калийные и др. соли, 26 – аридные красноцветы, 27 – эоловые отложения, 28 – карбонатные платформы, 29 – рифы (по Kiessling et al., 1999); 30–33 – некоторые географические элементы: 30 – современные береговые линии, 31 – древние береговые линии, 32 – горные сооружения, 33 – вулканические цепи; 34 – границы климатических поясов. Буквами обозначены климатические пояса: G – ледниковый, SCT – южный холодно-умеренный, NT, ST – северный и южный умеренные, NS, SS – северный и южный семиаридные, NA, SA – северный и южный аридные, EM – экваториальный горный, TE – тропико-экваториальный.

странения в ассельско-сакмарское время (Visser, 1990; 1994; 1996; 1997; Visser et al., 1997; Frakes et al., 1992; Eyles, Young, 1994; Crowell, 1995; Dickins, 1996; Eyles et al., 1998 и др.). В это время оледенение охватило высокие и средние палеошироты

Южной Америки, Африки (с Южной Аравией и Мадагаскаром), Индии, Тибета, Австралии; его влияние распространялось, по-видимому, также на Малакко-Бирманский блок. Антарктида, располагавшаяся в районе Южного полюса, была,

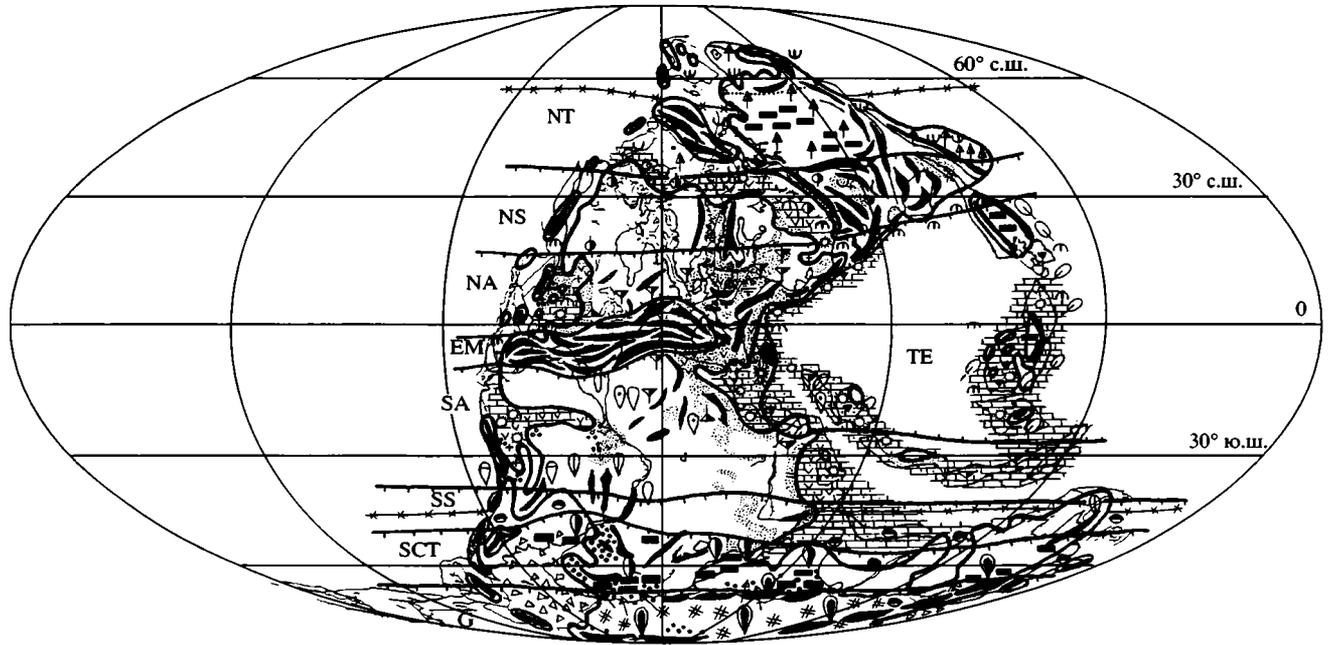


Рис. 3. Климатическая зональность позднесакмарского – раннеартинского времени. Усл. обозначения см. на рис. 2.

очевидно, почти целиком покрыта ледниками. Ширина ледникового пояса временами достигала 45–60° (рис. 1, 2). Ледниковые щиты и горные ледники оставили на этих континентах многочисленные следы ледниковой экзарации (штрихованное ледниковое ложе со всеми характерными текстурами, троговые долины, фиорды), разнообразные тиллиты, флювио-, озерно- и мариногляциальные отложения. Последние имеют особенно широкое распространение, потому что в отличие от континентальных ледниковых отложений быстро захоронялись в обширных седиментационных бассейнах. Мариногляциальные отложения формировались с участием шельфовых ледников, талых ледниковых вод, айсбергов и часто в большей или меньшей степени перерабатывались подводно-колювиальными процессами. Во второй половине сакмарского – начале артинского веков ледники повсеместно начали отступать и ледниковый пояс сильно сузился. Его северная граница располагалась в районе Южного полярного круга (рис. 3). Эти представления основываются на региональных корреляциях, фаунистических, палинологических и изотопных данных, полученных по группе Двайка Южной Африки (Visser, 1990, 1997; Stollhofen et al., 2000), по нескольким верхнепалеозойским ледниковым разрезам Австралии (Dickins, 1996; Eyles et al., 1998 и др.) и группе Итарара Южной Америки (Franca, 1994; Santos et al., 1996).

В Южной Африке, в бассейнах Карру, Калахари и Карасбург в начале ранней перми отложи-

лась мощная серия ледниковых отложений – верхняя часть группы Двайка (до 700 м)³. По периферии этих бассейнов и на разделявших их поднятиях она представлена континентальными ледниковыми отложениями, а в центральных и юго-западных частях бассейнов – главным образом мариногляциальными. Ледники здесь, по-видимому, дважды наступали (в ассельский и сакмарский века) и дважды отступали (в конце ассельского – начале сакмарского веков и начале артинского века). Последние следы айсбергового разноса в Южной Африке отмечены в основании группы Экка, в нижней части формации Принц Альберт, имеющей, по-видимому, артинский возраст (Visser, 1994). Слабая степень выветривания терригенного материала в вышележащих отложениях позволяет некоторым авторам предположить, что в центрах оледенений ледники могли сохраняться и позже, до кунгурского века (Visser, Young 1990; Visser, 1994). Влияние различных центров оледенений с течением времени изменялось. Если в ассельском веке главную роль в седиментации играли ледниковые щиты, расположенные на северо-востоке, в Трансваале, Ботсване и Намибии, то позднее стали преобладать ледниковые центры, располагавшиеся к востоку и юго-востоку от ЮАР, в пределах Антарктиды (Visser, 1997; Visser et al., 1997). В то же время ледники, двигавшиеся по троговым долинам из намибийских леднико-

³ Здесь и далее для Южной Африки мы придерживаемся стратиграфической схемы J.N. Visser, 1990, 1997 гг.

вых центров на запад-северо-запад, пересекали древние возвышенности Западной Намибии и достигали восточного борта бассейна Парана в Южной Америке. Об этом свидетельствуют сохранившиеся формы доледникового рельефа, текстуры на ложе, состав и ориентировка камней в тиллитах (Martin, 1981; Santos et al., 1996). В краевых частях бассейна Парана формировались тиллиты, флювио- и озерно-ледниковые отложения, а в центральных – айсберговые.

Во время ассельско-сакмарского максимума в Африке ледники достигали Габона (Hambrey, 1981), Заира (Cahen, Laperonne, 1981), южной части Центральноафриканской республики (Visser, 1997) и юга Аравийского полуострова (Levell et al., 1988; Alsharhan, Nairn, 1995; Stephenson, 1999). Таким образом, северная граница ледникового пояса в Африке временами располагалась вблизи 30–40° ю. палеошироты (п-ш.).

В Австралии нижнепермские ледниковые отложения сохранились в многочисленных осадочных бассейнах, располагающихся от западного до восточного побережья континента и от острова Тасмания на юге до зал. Жозе Бонапарта на севере (Lindsay, 1997). По мнению многих исследователей, оледенения начались в Австралии в сакмарский век и, сокращаясь в размерах, с перерывами в артинский и кунгурский века продолжались, как минимум, до конца эпохи (Eyles et al., 1998), казанского (Crowell, Frakes, 1971; Frakes, 1979) или даже татарского века (Herbert, 1981; Veevers et al., 1994). Другие авторы определяют возраст оледенения в Австралии как ассельско-раннесакмарский и полагают, что после него покровных оледенений не было (Dickins, 1996; Lindsay, 1997). В то же время Д. Дикинс считает, что после оледенения, вплоть до казанского века, было четырехкратное чередование холодных и теплых периодов. Холодные эпизоды диагностируются по “дропстоунам” (следам айсбергового или ледового разноса) и глендонитам, а теплые – по присутствию в породах каолина, признаков бокситизации и появлению тетических форм беспозвоночных (Dickins, 1996). Весьма контрастный характер этих индикаторов, обилие и айсберговый характер “дропстоунов” в артинском и кунгурском ярусах (Spry, Banks, 1962; Eyles et al., 1998) ставят под сомнение вывод о завершении оледенений в Австралии к позднепозднепозднему времени.

Во время максимальных оледенений ледниковые щиты и горные ледники покрывали, очевидно, большую часть Австралии (Crowell, Frakes, 1971; Frakes, 1979), распространяясь, по-видимому, почти до северного побережья континента. Важнейшие центры покровных оледенений располагались в западной, центральной и южной частях Австралии (Lindsay, 1997) и, видимо, в Большом артезианском бассейне (Frakes, 1979). Мощ-

ное оледенение охватывало горные хребты восточного побережья континента. Текстуры на ледниковом ложе и в тиллитах указывают на то, что в прибрежную область Южной Австралии ледники приползли с юго-востока, т. е. со стороны Антарктиды (Lindsay, 1997; Bourman, Alley, 1999). В юго-восточную часть Австралии из Антарктиды поступал главным образом айсберговый материал. Частично ледниковый материал поставлялся также из местных горных центров (Eyles et al., 1998). В свою очередь на северо-западе и севере Австралии ледники сползали, очевидно, в морские бассейны Гималаев, Тибета и, возможно, Малакко-Бирманского блока, поставляя в них айсберговый грубообломочный материал (Lindsay, 1997; Wopfner, Casshyap, 1997).

На фоне крупных ледниковых осцилляций, продолжительность которых составляла несколько миллионов лет, в Австралии хорошо различаются более короткие осцилляции нескольких рангов. В Западной Австралии, например, в мариногляциальной ассельской свите Лайонс фиксируются четыре-пять крупных ледниковых пачек, разделенных межледниковыми отложениями (Condon, 1967; Dickins, 1985). Каждой ледниковой пачке подчинены 4–6 более мелких ледниковых подпачек, тоже разделенных межледниковыми отложениями (Condon, 1967). Средняя длительность эпизодов, отвечающих ледниковым и межледниковым пачкам, составляла не более 1–2.5 млн. лет, а подпачкам – 180–460 тыс. лет (Chumakov, 1985; Veevers, Powell, 1987). Некоторые исследователи отмечают в разрезах юго-восточной Австралии следы ледниковых событий, напоминающих плейстоценовые “события Хейнрича” (Eyles et al., 1997). Ледниковые осцилляции фиксируются также в свите Тиллит Уинъярд в Тасмании, которая состоит из 9 пачек тиллитов, разделённых отложениями с морской фауной (Spry, Banks, 1962).

В Южной Америке раннепермские ледниковые отложения известны в нескольких бассейнах к югу от 10° современной южной широты. Самым крупным из них является бассейн Парана в южной Бразилии, который имеет размеры 1200 × 2000 км. Группа Итараре, обнимающая верхнепалеозойские ледниковые отложения в этой впадине, достигает мощности 1400 м. К нижней перми относится большая верхняя ее часть (до 1200 м). Относительно стратиграфического объема последней мнения расходятся. Сейчас большинство исследователей считает, что она имеет ассельско-сакмарский возраст (Santos et al., 1996; Stephenson, 1999) или же ассельско-артинский возраст (Franca, 1994), хотя высказывалось также мнение о кунгурском возрасте ее самой верхней части. В группе Итараре, так же как в раннепермских ледниковых разрезах других континентов, наблюдается неоднократное (как минимум, семикратное – Rocha-Campos et al., 1999) чередование континенталь-

ных и марино-гляциальных фаций, а также ледниковых и межледниковых эпизодов, причем последние в ряде случаев сопровождалась угленакплением. В Южной Америке было несколько центров пермских оледенений. Как уже отмечалось, в восточную часть бассейна Парана ледники проникали с юго-востока из Южной Африки, а в западную – с поднятия Асунсьон (Franca, 1994). Присутствие пермских ледниковых отложений на северо-востоке бразильского штата Рондония указывает на существование центров оледенений и к северу от бассейна Парана (Rocha-Campos, 1981). В прогиб Серджипе-Алагоас (приустьевая часть р. Сан-Франсиску) ледниковый язык вторгался со стороны Экваториальной Африки (Santos et al., 1996), очевидно, через Габон из бассейна Конго (Visser, 1997). В Южной Америке, судя по распространению пермских ледниковых отложений, ледники достигали 30° ю. п-ш.

Следы раннепермских оледенений довольно многочисленны и в Южной Азии. Они известны в северо-восточной и северо-западной Индии (Раджистан), на севере Пакистана, в Гималаях (от Пакистана на западе до Ассамы на востоке – Hambrey et al., 1981) и на большей части Тибета (от хр. Каракорум на западе до р. Салуин на востоке и от Лхасы на юге почти до гор Куньлунь на севере – Metcalfe, 1994). На Индостанском полуострове ледниковые отложения сохранились, главным образом в многочисленных грабенах. Здесь они залегают в основании сакмарско-артинской свиты Талчир (Chandra, 1992). В разрезах резко преобладают континентальные фации: тиллиты, валунные конгломераты и другие ледниковые отложения. Местами ледниковый разрез венчается марино-гляциальными отложениями. Во многих местах в подошве свиты Талчир наблюдалось ложе с характерными признаками ледниковой экзарации. Направление штриховки на ложе, ориентировка удлиненных камней и другие текстуры в тиллитах, за некоторыми исключениями, указывают на общее движение ледников в перми на северо-восток (Ahmad, 1981), т.е. в сторону Гималайского бассейна, где развиты главным образом марино-гляциальные отложения. На востоке Индостанского полуострова направление штриховки на ледниковом ложе указывает на то, что ледники двигались со стороны Антарктиды, которая примыкала к полуострову с юга. Все эти данные, а также замещение континентальных ледниковых отложений марино-гляциальными в Гималаях и Тибете свидетельствуют, вопреки весьма распространенному мнению о существовании на этом полуострове локальных ледниковых куполов, о ледниковых покровах, двигавшихся из Антарктиды транзитом через Индию на северо-восток в эпиконтинентальные моря, располагавшиеся в краевой части восточной Гондваны.

В Антарктиде верхнепалеозойские ледниковые отложения распространены в Трансантарктическом хребте, известны в обрамлении шельфового ледника Ронне и на западе Земли Королевы Мод в атлантическом секторе Восточной Антарктиды (Hambrey et al., 1981). В Трансантарктическом хребте ледниковые отложения выполняют несколько осадочных бассейнов и представлены континентальными и марино-гляциальными фациями суммарной мощностью от 300 до 1000 м. По палинологическим данным их возраст оценивается как каменноугольный и раннепермский. Форма залегания ледниковых толщ и направления движения отложивших их ледников (Isbell et al., 1997) позволяют предположить, что часть этих бассейнов была выпажана ледниками (Isbell, Cueno, 1996). Современный ледниковый покров затрудняет детальную реконструкцию позднепалеозойских оледенений Антарктиды. Однако из того, что в ранней перми ледники с этого континента достигали Южной Африки, Индии и Южной Австралии, следует, что, во-первых, вся Восточная Антарктида подвергалась в это время мощному оледенению и, во-вторых, что оно закончилось не раньше артинского века, так как в начале этого века антарктические ледники на западе еще достигали Южной Африки (Visser, 1997), а на востоке – Индии (Ahmad, 1981; Chandra, 1992). В юго-восточную Австралию антарктические айсберги продолжали периодически доставлять грубообломочный ледниковый материал вплоть до кунгурского века (Eyles et al., 1998) и даже до конца позднепермской эпохи (Veevers et al., 1994).

Хотя в рассматриваемом климатическом поясе ледниковые обстановки были преобладающими, в его краевых перигляциальных зонах, а в межледниковьях и в пределах самого пояса, появлялась растительность и болота, в которых накапливался торф, превратившийся позже в каменный уголь. Подобные межледниковые флоры и угли известны в юго-восточной Австралии и Южной Америке. Предполагается, что исходный торф накапливался после гляциоэвстатических трансгрессий в прибрежных болотах, в дельтах и на речных поймах во время постгляциального изостатического всплывания региона (Santos et al., 1996; Bustin, 1997) или гляциоэвстатических понижений уровня моря (Michaelsen, Henderson, 2000). Климат межледниковый оставался достаточно холодным, о чем свидетельствуют холоднолюбивый облик исходной растительности, а в породах, вмещающих угли – следы солифлюкции и мерзлотных клиньев, отпечатки кристаллов льда, присутствие зерен свежих полевых шпатов и рассеянных грубых обломков, принесенных сезонными льдами или айсбергами (Bustin, 1997; Martini, 1997; Eyles et al., 1998; Michaelsen, Henderson, 2000).

Растительность межледниковых интервалов, а также перигляциальных окраин ледникового пояса была весьма обедненной. В самом начале перми в Австралии (Retallack, 1980) и Южной Америке (Guegga-Sommer et al., 1999) в ней большую роль играли травяные и кустарниковые формы птеридоспермовых “тундрового” облика (*Botrychiorpsis*). Позже к этой флоре сначала присоединилась, а затем ее сменила угнетенная древесная растительность “таежного” облика, состоящая преимущественно из *Gangamopteris*, которые, по-видимому, не сбрасывали на зиму листву и могли произрастать в областях развития многолетней мерзлоты (Retallack, 1980). Эта растительность известна под названием “гангамоптерисовой флористической ассоциации” (*Gangamopteris flora* – Retallack, 1980; *Gangamopteris region* – Wnuk, 1996). В Австралии, Антарктиде, Африке и Индии эта обедненная флора (Cúneo, 1996) состояла из холоднолюбивых растений, местами ассоциирующихся с тиллитами (Chandra, 1992) и признаками многолетней мерзлоты (Retallack, 1980). В Индии вместе с гангамоптерисами встречаются конхостраки и мелкие насекомые (Chandra, 1992), а в Антарктиде в пермских межледниковых отложениях встречаются остатки и норы пресноводных раков. Исходя из условий обитания современных раков, ряд исследователей полагает, что в пермские межледниковья реки и озера Антарктиды могли летом прогреваться до +10–20°C (Babcock et al., 1998).

О достаточно теплых летних сезонах в межледниковья говорят находки в Трансантарктических горах фоссилизованных пней деревьев диаметром до 1 м. Эти остатки, по-видимому, глоссоптерисов, частично находившиеся в прижизненном положении, характеризуются широкими (до 14 мм) кольцами роста, сложными главным образом весенне-летней древесиной. Большое количество слоев клеток в каждом кольце роста свидетельствует о существовании благоприятных условий для произрастания этих деревьев в вегетационный период, продолжительность которого очень грубо оценивается в 48 суток (Francis et al., 1994). Палинокомплексы указывают, что вмещающие отложения относятся ко второй половине ранней перми. Район находок древесины располагался тогда на широте 80–85°, где непрерывный полярный день продолжается летом не менее 140–165 суток. Можно предположить поэтому, что в то время в Южном полушарии большая часть межледникового высокоширотного лета была неблагоприятной для роста деревьев из-за низких температур. Перигляциальные условия некоторое время сохранялись и после отступления ледников. Они тоже характеризовались развитием гангамоптерисовой ассоциации, ледовым разнообразием, образованием болот и накоплением торфа (Chandra, 1992; Isbell et al., 1997; Smith et al., 1998).

По мере отступления ледников и деградации мерзлоты гангамоптерисовая флористическая ассоциация стала постепенно сменяться более теплолюбивой глоссоптерисовой ассоциацией, которая в Австралии окончательно вытеснила гангамоптерисовую лишь в конце поздней перми. Время, когда глоссоптерисовая ассоциация стала преобладать, можно считать временем окончательного исчезновения раннепермского ледникового пояса в Гондване. На юге Южной Америки, особенно в Патагонии, растительность с начала раннепермской эпохи была разнообразнее и имела более теплолюбивый характер (Cúneo, 1996), несмотря на близость ледникового пояса и вторжение южно-африканских ледников в расположенный несколько западнее бассейн Парана (Santos et al., 1996). Возможно, эта аномалия была связана с островным положением Патагонии или более молодым возрастом этой флоры. Некоторые предпологают, что Патагонский блок не входил в Западную Гондвану и располагался в перми в широтах более низких, чем принято сейчас думать (Cúneo, 1996). В Бразилии нижнепермская флора была ближе к глоссоптерисовой ассоциации (Wnuk, 1996), хотя и здесь местами явно преобладали *Gangamopteris* (Rocha-Campos, Santos, 1981).

В морских бассейнах, непосредственно примыкавших к областям оледенений, а также возникших в результате межледниковых гляциоэвстатических трансгрессий, обитала своеобразная холоднолюбивая фауна, которая нередко именуется “эвридесмовой”. Она была широко распространена в Австралии, Южной Африке, Индии, Гималаях, Тибете, Южном Афганистане (Tepmier et al., 1973), известна в Южной Америке (Amos, Lopez Gamundi, 1981; Santos et al., 1996). Некоторые представители “эвридесмовой” фауны встречаются в Южном Памире (Грунт, Новиков, 1994). “Эвридесмовая” фауна, представлявшая обедненный вариант нотальной (“гондванской”, “австралийской” – Руннегар, 1984) фауны, отличалась малым разнообразием⁴ отсутствием фузулинид, рифообразующих брахиопод, ругоз, конодонтов, а также других теплолюбивых форм и нередко ассоциировалась с марино-гляциальными отложениями и глендонитами. Значительную роль в ней играли биполярные формы (Руннегар, 1984; Shi, Grunt, 2000).

Южный холодно-умеренный гумидный пояс. Когда в конце сакмарского–начале артинского веков гондванский ледниковый пояс сильно су-

⁴ В нотальной пермской биоте родовое разнообразие было вообще низким. Для брахиопод, например, оно было в шесть–восемь раз ниже, чем в тропической биоте. Даже в пределах восточной Австралии родовое разнообразие пермских брахиопод и пелещипод с севера на юг падало в два раза, а аммоноидеи и ругозы практически исчезали (Руннегар, 1984).

зился и отступил к полярному кругу, непосредственно к северу от него образовался узкий (10–15°) пояс, в котором преобладал умеренно-холодный гумидный климат (см. рис. 3, SCT). К данному поясу приурочены многочисленные нижнепермские угольные месторождения Австралии, Индии, Южной Африки и Южной Америки. В то же время в пределах этого пояса временами возникали сравнительно небольшие местные ледниковые центры, а с юга вторгались лопасти антарктических ледников. Такие ледниковые эпизоды, как уже упоминалось, устанавливаются в конце сакмарского – начале артинского веков в Южной Африке (Visser, 1997). Центрами образования местных ледников были возвышенные участки. Эти ледники двигались главным образом в северо-западном направлении и достигали бассейна Парана, отлагая там преимущественно марино-гляциальные толщи. Во время ледниковых эпизодов антарктические ледники вторгались также в восточную Индию (Ahmad, 1981; Chandra, 1992). Небольшие центры оледенений возникали, очевидно, и в горах юго-восточной Австралии. В прилегающий к ним Сиднейский бассейн в большом количестве приносился, кроме того, айсберговый материал из Антарктиды (Eyles et al., 1997).

Несмотря на отдельные ледниковые эпизоды, умеренно-холодный гумидный климат всё же преобладал в рассматриваемом поясе. На это указывает широкое распространение ранней глоссоптерисовой флористической ассоциации, в которой еще заметную роль играли гангамптерисы. Судя по скоплениям листьев, размерам стволов, структуре древесины, строению корней и обилию угольных пластов, эта флора образовывала болотистые листопадные леса с папоротниковым и хвощевым подлеском (Retallack, 1980; Chandra, 1992). На более сухих участках в ее составе некоторую роль играли хвойные растения. В гангамптерисово-глоссоптерисовых лесах обитали амфибии, рептилии и крупные сетчатокрылые насекомые (Chandra, 1992).

Близость ледникового пояса в значительной степени определяла климат примыкавших к нему морских бассейнов. В них временами отлагались айсберговые осадки и обитала нотальная фауна, близкая к эвридесмовой. Расположенные у северной границы пояса моря западной Австралии и гималайской Индии характеризовались несколько более теплолюбивой фауной (Индийская провинция Гондванской палеобиогеографической области – Руннегар, 1984).

Южный умеренный гумидный пояс средних широт. Имеющиеся данные указывают на то, что в ассельском и начале сакмарского веков в низких средних широтах (30–40°) Южного полушария был местами развит умеренный гумидный климат (рис. 1, SH, рис. 2, ST). Он имел сравни-

тельно ограниченное распространение и не формировал непрерывного широтного пояса. Признаки такого климата известны лишь в пределах центральной части Аравийского блока, где среди преимущественно терригенных толщ встречаются небольшие прослои углей (Alsharhan, Nairn, 1995), а также катазиатская палинофлора с примесью евразийской и гондванской (Utting, Piascki, 1995). Угли и подобный состав палинофлоры указывают, по-видимому, на достаточно влажный и теплый климат данной территории, располагавшейся на подветренной муссонной окраине Пангеи. Западнее эта узкая полоса с гумидным умеренным климатом не прослеживается. По-видимому, она выклинивалась, так как в Южной Америке, весьма близко к области развития ледниковых отложений расположены гипсоносные, красноцветные и золотые отложения (рис. 1, 2), что позволяет предполагать быструю смену в северном направлении ледникового пояса аридным без промежуточного гумидного.

Северный умеренный гумидный пояс средних и высоких широт. В раннепермскую эпоху всю северную часть Пангеи от арктического побережья до 35–40° с. п.-ш. занимал широкий пояс, характеризовавшийся распространением лесной растительности Сибирской флористической области и интенсивным угленакоплением (рис. 1, NH, рис. 2, 3, NT). Преобладающей группой древесных растений здесь были кордаиты, обладавшие пикноксилитической древесиной с четкими кольцами прироста, что свидетельствует об умеренном сезонном климате. Некоторые исследователи сравнивают Сибирскую флористическую область с современными бореальными лесами, условно называя “кордаитовой тайгой” (Дуранте, 1995). Микроконтинент Амурия, включавший современное Приморье, Забайкалье и северную Монголию, располагался, очевидно, в этом же поясе к востоку от собственно Сибири. На это указывают широкое развитие в его пределах сибирской флоры (Дуранте, 1995) и высокобореальной фауны (Грунт, 1995). Флора сходная с сибирской известна в сакмарских отложениях Канадского Арктического архипелага (Wnuk, 1996). Это позволяет наметить продолжение северного умеренного пояса в западной части Пангеи.

Сибирская часть Пангеи простиралась в ранней перми до весьма высоких широт (75° с. п.-ш. по Scotese, Langford, 1995; 80° с. п.-ш. по Ziegler et al., 1997, 1998; около 68° с. п.-ш. по Парфенову и др., 1999). Если данные реконструкции достаточно точны, предполагаемая ширина северного умеренного пояса могла достигать 35–45°. При этом вплоть до Охотского массива, располагавшегося вблизи самой северной точки Пангеи, наблюдаются, по данным М.В. Дуранте (1995), местонахождения довольно однородной сибирской флоры. Некоторые исследователи склонны все же

подразделять последнюю на южносибирскую и северосибирскую, которая отличалась меньшим разнообразием (Wnuk, 1992). В прилежащих морях на севере этого пояса отсутствовали фузулиниды (Leven, 1993) и конодонты (Wardlaw, 1995). Учитывая это и огромную ширину пояса, можно полагать, что климат в пределах этого пояса не был однородным и становился к северу заметно более холодным. Имеются отдельные указания на следы ледовых или ледниковых отложений в нижней перми этого региона (Бобин, 1940; Андрианов, 1966). Впрочем, их генезис оспаривается (Вихерт, 1957 др.) и, по меньшей мере, не является достаточно доказанным (Чумаков, 1994). Выделить здесь по этим указаниям северный ледниковый пояс не представляется возможным. По-видимому, на севере Сибири в ранней перми преобладал умеренно-холодный климат, а если ледники спорадически и возникали, то имели локальное развитие.

Шельфовые моря рассматриваемого пояса характеризовались высокобореальной фауной беспозвоночных (Грунт, 1995), которая отличалась малым разнообразием, отсутствием колониальных кораллов, фузулинид и других тепловодных форм, присутствием таксонов, имеющих bipolarное распространение (Устрицкий, 1993; Shi, Grunt, 2000 и др.). Лишь в западной части, вблизи южной границы рассматриваемого пояса встречалась более теплолюбивая низкобореальная фауна (Грунт, 1995).

Южный умеренный семиаридный пояс средних широт. В конце сакмарского—начале артинского веков в южных средних широтах, между 40–45° и 50–55° ю. п.ш., на территории, освободившейся от оледенений, возник узкий семиаридный⁵ пояс шириной в 5–15°, в котором на суше накапливались терригенные, преимущественно красноцветные отложения, обычно в некоторой степени карбонатные (рис. 3, SS). Среди них значительную роль играли аллювиальные и озерные образования, а также конуса выноса временных потоков. Обстановки седиментации, благоприятные для угленакопления, отсутствовали. Эти признаки позволяют считать, что климат пояса был в целом засушливым, с короткими влажными сезонами, во время которых возникали временные, ветвящиеся и блуждающие потоки, а также заполнялись или пополнялись водой озерные котловины. Соотношение аллювиальных и озерных фаций в разрезах этих отложений меняется, что указывает на многолетние и многовековые колебания влажности. Температурный режим пояса был, по-видимому, весьма умеренным. Об этом

говорит его близость к ледниковым центрам, эпизодически возникавшим в соседнем с юга умеренно-холодном поясе, а также присутствие айсберговых отложений в бассейне Парана (Santos et al., 1996). Данное заключение подкрепляется находками глоссоптериевой флоры на суше (Wnuk, 1996), широким развитием нотальной фауны в шельфовых морях (Грунт, 1995), большой редкостью или полным отсутствием конодонтов (Wardlaw, 1995) и промежуточным положением пояса между умеренно-холодным и ярко выраженным теплым аридным поясом (см. рис 3).

Северный теплый семиаридный пояс низких широт. В отличие от южного, северный семиаридный пояс был достаточно широким (15–20°) и размещался в средних и низких широтах. В асельский век он располагался между 40–45° и 15–30° с. п.ш. (рис. 1, 2, NS), а в конце сакмарского—начале артинского веков слегка расширился в южном направлении, особенно в Евразийском секторе (рис. 3). Позже, в кунгуре, пояс слегка сместился к северу. В пределах этого пояса на суше формировались красноцветные терригенные, часто известковистые аллювиально-озерные отложения. Вдоль побережий озер, внутренних и шельфовых морей в составе этих отложений отмечаются себховые образования и каличе. В Южном Казахстане с ними связаны толщи континентальных сульфатно-натриевых солей. Последние указывают на чередование теплых влажных сезонов с холодными сухими. И.К. Жеребцова (1977) оценивает температуры формирования этих солей в теплые сезоны в 20–30°C, а в холодные от –5 до –15°C. Эти достаточно широкие пределы температур приблизительно определяют климат пояса от умеренно-прохладного до субтропического. Более определенно они указывают на его сезонность: муссонный тип увлажнения и большую годовую амплитуду температур, то есть на признаки континентальности. Такие холодные зимы не типичны ныне для столь низких широт и не совсем вяжутся с представлениями палеоботаников об особенностях флоры этого пояса. Для него в ранней перми была характерна кордаито-хвойно-птеридоспермовая растительность субангарского типа, которая содержала элементы тропических и сибирских флор и была связана с безугольными красноцветными отложениями. Соотношение тропических и сибирских форм в субангарской флоре менялось, и в ранней перми количество последних возросло (Дуранте, 1995), что может свидетельствовать о некотором похолодании. В целом состав субангарской флоры, по мнению палеоботаников, говорит о теплом и засушливом климате (Мейен, 1987; Дуранте, 1995) и открытых ландшафтах. Данное заключение хорошо согласуется с отмеченным выше характером континентальных отложений и составом морских отложений во внутренних и краевых

⁵ Рассматривая засушливые зоны прошлого, мы используем термин семиаридный, следуя определениям и классификации, использовавшейся в картах, изданных ООН (Шантц, 1958).

эпиконтинентальных морях пояса. В них на востоке Русской платформы, в южной части Баренцева моря и на севере Канадского Арктического архипелага формировались гипсоносные эвапорито-карбонатные платформы, иногда весьма обширные, с окаймляющими рифовыми постройками. На юго-западе Баренцева моря (бассейн Оттар и др.) встречаются соленосные отложения (Breivik et al., 1995; Stemmerik, Worsley, 1995). В морях обитала преимущественно умеренно-теплолюбивая фауна низкорореального типа, и лишь в южной части пояса, в Восточноевропейском море, отмечается средиземноморская фауна (Грунт, 1995). Типичными рифостроителями в северной части рассматриваемого пояса были Palaeoaplysina (Beauchamp, 1995; Stemmerik, Worsley, 1995; Kiessling et al., 1999), которые, согласно последним данным, обитали в умеренно-теплых водах и были распространены преимущественно между 25 и 40° с. п-ш. Только на западном побережье С. Америки они распространялись до 15° с. п-ш., как полагают, вдоль берегового холодного антициклонического течения Панталласа (Kiessling et al., 1999). Это предположение хорошо согласуется с продвижением в этом регионе к югу субангарской палинофлоры (Utting, Piasecki, 1995). Перечисленные признаки позволяют выделять северный семиаридный пояс в североамериканском секторе Пангеи. На юге евразийской части пояса главными рифостроителями были водоросли.

Северный низкоширотный аридный пояс. Южную часть Лавразийского сектора Пангеи до центрального горного пояса занимал обширный аридный⁶ пояс (рис. 2, 3, NA). В ассельский век он простирался на западе от 15° с. п-ш. почти до экватора, а на востоке от 25–30° с. п-ш. до побережья Палеотетиса. В конце сакмарского–начале артинского веков северный аридный пояс Пангеи располагался между экватором и 15–20° с. п-ш. В это время, расширяясь в южную сторону, вдоль восточной окраины суперконтинента, он соединился с южным аридным поясом (рис. 3). В конце раннепермской эпохи пояс еще немного расширился в северном направлении. Восточнее, на берегах Палеотетиса, северный аридный пояс сужался и, по-видимому, выклинивался (рис. 2, 3). На суше в пределах пояса отлагались красноцветные терригенные, часто гипсоносные себховые и дюнные эоловые отложения. На юго-западе Московской синеклизы, в Днепровско-Донецкой впадине и на западе Северной Америки, в Денверской, Юлезбургской впадинах и в бассейне Супай, формировались соленосные толщи. В кунгурский

век площади и масштабы соленакпления в пределах северного аридного пояса значительно увеличились. Соленосные отложения в это время накапливались в бассейнах Анадаркском, Канзасском, Юлезбургском, Виллстонском, Западно-Техасском и Северо-Мексиканском на западе Северной Америки, в Центрально-Европейском и Восточно-Европейском бассейнах (Жарков, 1978). На юге Восточно-Европейского бассейна, в центральных частях Прикаспийской впадины, первичная мощность кунгурской соленосной толщи оценивается в 4–5 км.

Для рассматриваемого пояса была характерна сравнительно обедненная теплолюбивая ксерофитная еврамерийская растительность, в значительной мере состоявшая из хвойных (Мейен, 1987; Wnuk, 1996). Споро-пыльцевые комплексы пояса часто содержат пыльцу пустынных и полупустынных растений (Utting, Piasecki, 1995). На аридный климат указывают характер осадконакопления в прилежащих шельфовых морях, где в течение ранней перми формировались прибрежные гипсоносные себхи, обширные карбонатные и эвапорит-карбонатные платформы (Жарков, Чумаков, 2001). О том, что эти моря были весьма теплыми, говорит обитавшая в них тропическая фауна (Грунт, 1995).

Южный аридный пояс низких и средних широт. В Южном полушарии ассельский аридный пояс, характеризовавшийся развитием красноцветных терригенных, часто гипсоносных себховых и дюнных эоловых отложений, был несколько шире, чем в Северном полушарии, и охватывал главным образом низкие широты (между 10 и 30° с. п-ш., см. рис. 1, 2, SA). Как уже отмечалось, на юге он граничил в это время непосредственно с ледниковым поясом на западе и с умеренным – на востоке. После отступления ледников в конце сакмарского – начале артинского веков южный аридный пояс сильно расширился и располагался между 0–15° и 40–45° ю. п-ш., охватив значительную часть средних широт. В Южной Америке в его пределах существовали большие Перуано-Боливийский солеродный бассейн и Амазонский эвапоритовый бассейн. На востоке пояса располагались обширные Аравийская и Северо-Итальянская эвапоритово-терригенно-карбонатные зоны (Жарков, Чумаков, 2001). Таким образом, Южный аридный пояс стал почти в два раза шире северного и в целом находился значительно дальше от экватора (рис. 3).

В начале раннепермской эпохи растительность и палинокомплексы пояса характеризовались главным образом смешанным составом, еврамерийско-катазиатским на севере и еврамерийско-гондванским на юге (Broutin et al., 1990; Wnuk, 1996). После расширения пояса его палеофитогеография стала довольно сложной, что ес-

⁶ Мы называем здесь аридными как собственно аридные, так и экстрааридные зоны, поскольку по имеющимся геологическим данным очень трудно разделить их в согласии с классификацией использованной в картах изданных ООН (Шантц, 1958).

тественно при его огромной ширине и протяженности. В северной части пояса (Северная Африка) отмечается еврамерийская флора, которая южнее, в Центральной Африке, смешивается с гондванской, а несколько восточнее (Турция) – с гондванской и катазиатской флорой (Мейен, 1987; Vroutin et al., 1990; Wnuk, 1996). Последнее свидетельствует, по-видимому, о некотором повышении влажности в восточной приокеанической части Центральной Пангеи. Южная часть рассматриваемого пояса почти целиком принадлежала к Гондванскому флористическому царству. Здесь выделяется весьма протяженная область, в которой рассеяны местонахождения флоры, именуемой австрало-афро-американской (Wnuk, 1996). Она содержала древовидные папоротники и ликопоиды, наряду с глоссоптерисовыми элементами, и, как предполагается, принадлежала к теплолюбивому типу. Ее местонахождения расположены вблизи областей накопления гипсоносных себх и дюнных песков. Это наводит на мысль, что эта флора была связана с оазисами. Более прохладные пустынные условия отражает растительность, известная под названием “аргентинско-бразильской пустынной флоры” (Wnuk, 1996). Она произрастала на крайнем юго-западе южного аридного пояса, вблизи соле- и гипсоносных бассейнов, у самой границы с умеренным семиаридным поясом. Некоторые остатки хвойных, принадлежавших к этой флоре, были обнаружены в эоловых песках. Таким образом, внутри южного аридного пояса Пангеи намечается определенная климатическая дифференциация от теплого климата на севере до умеренно-теплого и, по-видимому, даже умеренного на юге.

Восточное продолжение южной аридной зоны можно проследить в южной части Тетиса на микроконтинентах, располагавшихся в юго-восточной части Киммерийской дуги, где известны красноцветные отложения (блок Чангтан), еврамерийская и австро-афро-американская флора (Бирмо-Малаккский блок и Новая Гвинея соответственно, Wnuk, 1996). В шельфовых и внутренних морях, примыкавших к рассматриваемому поясу, в ранней перми формировались прибрежные гипсоносные себхи (Жарков, Чумаков, 2001). Морская биогеография этих морей была, так же как и континентальная, достаточно сложной. На западной окраине пояса, в андийской зоне, преобладала тропическая (“палео-экваториальная”) фауна, а восточнее, в Амазонском бассейне и вблизи Аравийского блока – нотальная (“гондванская”) – Грунт, 1995; Grunt, Shi, 1997).

Пояс экваториального горного климата. В центре Пангеи, между северным и южным аридными поясами, располагался огромный пояс молодых герцинских гор, образовавшийся при коллизии Лавразии с Гондваной и пересекавший Пангею почти от океана до океана. В ранней пер-

ми он занимал в основном южные приэкваториальные широты (5–10° ю. п.ш.). В самом начале эпохи (в “отэне” и раннем вольфкемпе) в пределах пояса еще сохранялись узкие морские заливы. На западе вдоль северного фронта Уачито-Маратонского орогенного пояса простирался морской прогиб Вел-Верде, в котором отложились терригенные глубоководные, частично турбидитные отложения (Oriel et al., 1967). Севернее, в пределах Восточного шельфа располагался мелководный морской бассейн, в котором накапливались глинистые и карбонатные осадки и на прибрежных восточных окраинах которого формировались угленосные и русловые терригенные образования (Oriel et al., 1967). Южнее Уачито-Маратонского орогенного пояса тоже предполагается морской преддуговой залив, который, возможно, простирался до южных районов Арканзаса и северной Луизианы, отделяя континентальные массы Южной и Северной Америки (Wickman et al., 1976; Frazier, Schwimmer, 1987). На восточной окраине горного пояса морской залив заходил в пределы Северной Африки, охватывая северную часть бассейна Мзаб-Радамес (Южный Тунис), где накопилась мощная толща песчано-глинистых и карбонатных отложений (Hoffmann-Rothe, 1966; Высоцкий и др., 1973). В ассельское время к северо-западу от горной страны располагалась широкая аллювиальная озерно-болотная равнина, на которой накапливались торфа, превратившиеся позже в угли, и обитали пресноводные острокоды, рыбы и водные амфибии. Присутствие брахиопод указывает на эпизодические морские инвазии или, по меньшей мере, на частичное осолонение бассейнов. В засушливые периоды на равнине, особенно в ее южной части, накапливались аллювиальные красноцветы (Berryhill, 1967).

В предгорных и многочисленных межгорных впадинах центральной и восточной частей горного пояса формировались вулканогенные, аллювиально-озерные сероцветные и красноцветные отложения. На территории Франции, во впадине Отэн, ассельские (отэнские) отложения представлены сероцветными и черными известковистыми и битуминозными сланцами, флювиальными, частично пестроцветными, комплексами и вулканическими пеплами с характерной флорой, ассоциирующей с пресноводными водорослями, скопления которых образовали сапропелевые угли. Формирование этих отложений происходило в условиях жаркого и влажного климата (Cassinis et al., 1995; Chateaufneuf, Farjanel, 1989). Такие же гумидные обстановки преобладали в Пиренеях и на юго-востоке Франции, где отмечены угленосные отложения (Cassinis et al., 1995). На Иберийской плите в межгорных впадинах формировались аллювиально-озерные красноцветные породы, чередующиеся с серыми и черными

терригенными отложениями и вулканогенными образованиями. Почти во всех впадинах установлены угли (Cassinis et al., 1995). На территории южных Альп, в Италии, раннепермские отложения выполняют ряд глубоких грабенных (бассейны Оробик, Вал-Трампи, Тионе, Балзано и др.). Они представлены вулканогенными, флювиальными и озерными комплексами, образование которых происходило в теплом и умеренном семиаридном климате с чередованием теплых и сухих периодов (Cassinis et al., 1995). При таком же климате накапливались красноцветные угленосные континентальные отложения в южных районах горного пояса на северо-западе Африки, в межгорных впадинах Тиддас, Аргана, Оурика, Чаугран, Хаоуз, Уэд-Зфе и др. (Conrel et al., 1991; Warti et al., 1990).

В целом, можно сказать, что в предгорных и межгорных впадинах экваториального горного пояса в начале ранней перми местный климат был весьма разнообразным и зависел от орографических особенностей территорий. Угленосные отложения, часто встречающиеся во впадинах, указывают на достаточно широкое распространение теплого гумидного климата, который иногда чередовался с семиаридным. Красноцветные отложения отэна могли накапливаться в дождевой тени гор. На восточной и западной окраинах пояса преобладал, по-видимому, семиаридный климат, перемежавшийся с влажным. В горах существовала соответствующая таким климатам вертикальная климатическая зональность с горными лесами, лугами и степями, аналогичными тем, которые наблюдаются в современном экваториальном и тропическом климате. Связанная с отэном евразийская флора содержала гондванские, а также значительное количество жарко- и влаголюбивых экваториальных катазиатских элементов (Broutin et al., 1990; Wnuk, 1996). Позднее, в позднекармско-артинское время, в результате продолжавшегося общего поднятия горной страны последние морские бассейны замкнулись и окончательно сформировалась горная страна Центральной Пангеи, сходная, по-видимому, с Гималаями (Scotese, Langford, 1995). Одновременно климат стал более сухим, семиаридным и аридным. В предгорьях и межгорьях пояса стали преобладать красноцветные отложения, нередко с горизонтами карбонатных, частично оглеенных почв, каличе и гипсами (Mader, 1992; Cassinis et al., 1995). Можно полагать, что вертикальная климатическая зональность региона стала приближаться к внутриконтинентальной аридной (Жарков, Чумаков, 2001).

Тропико-экваториальный жаркий гумидный пояс. Этот пояс охватывал океан Палеотетис, его побережья, а также микроконтиненты Катазии и северной части Киммерийской дуги, окружавшие океан с востока и юга (рис. 1, 2, 3, ТЕ). В самой

широкой своей восточной части пояс на протяжении ранней перми простирался почти от 30° с. п.-ш. до 30° ю. п.-ш., занимая все тропические и экваториальные широты. С формальной точки зрения называть поясом эту изометричную в плане область можно лишь условно, но, по сути, эта огромная климатически, седиментационно и биогеографически достаточно однородная территория мало отличается от других климатических поясов, так как основные ее признаки тоже были обусловлены широтным и географическим положением и орографией. В этот пояс объединены восточные островные и приокеанические гумидные зоны экваториального, северного и южного тропических поясов, которые значительно более схожи между собой, чем с западными континентальными секторами этих трех поясов.

На суше в пределах рассматриваемого тропико-экваториального пояса имеются многочисленные признаки жаркого и влажного климата: каменные угли, бокситы (Жарков, Чумаков, 2001) и богатая катазиатская растительность (Wnuk, 1996). В состав катазиатской флоры входили характерные представители растений влажных тропиков: древовидные лепидодендроны и хвощи, а также гигантоперисы, представлявшие, очевидно, лианы или вьющиеся растения (Ziegler, 1990). Катазиатская фитоценоза не была абсолютно однородной, что представляется вполне естественным, если учесть ее огромную ширину и преимущественно островной характер суши. В пределах катазиатской дуги в настоящее время различается три флористические области, которые занимают разное широтное положение: Северо- и Южнокитайская области на противоположных концах Катазиатской дуги и небольшая промежуточная между ними область Ксю-Хуай-Ю (Wnuk, 1996). Представляется, что такая палеофитогеографическая дифференциация, развившаяся на протяжении раннепермской эпохи (Wang et al., 1998), отражала не только островную изоляцию флоры, но и широтные климатические различия внутри пояса. На эту мысль наводит то, что низкоширотная Южнокитайская палеофлористическая область, включавшая Южнокитайский и Индокитайский микроконтиненты, протягивалась в широтном направлении далеко на запад, до Центрального Ирана и Северо-Восточной Аравии, отделенных от Катазиатской дуги несравненно большими расстояниями, чем блоки Катазии между собой. Это заключение подкрепляется некоторыми палеоботаническими исследованиями, указывающими на увеличение влажности пермского климата в пределах Катазиатской дуги с севера на юг (Zo, 1999). В западной части рассматриваемого пояса, на стыке разных фитоценоз, встречается смешанная евразийская флора с гондванскими и южнокатазиатскими элементами (Broutin et al., 1990; Wnuk, 1996).

В прилежащих к суше морях в пределах рассматриваемого пояса формировались обширные карбонатные платформы с рифовыми постройками и разнообразной тетической фауной (Leven, 1993; Грунт, 1995; Grunt, Shi, 1997). Характерно, что в ассельский век карбонатные платформы и рифы, имевшие очень широкое распространение в низких и части средних широт северного полушария (до 45 и 40° с. п.-ш.), в Южном полушарии не встречались соответственно южнее 27° ю. п.-ш. (см. рис. 1, 2) и 15° ю. п.-ш. (Kießling et al., 1999). Таким образом, во время ассельского ледникового максимума широтные диапазоны распространения карбонатных платформ и рифов в Южном полушарии были соответственно в два и в два с половиной раза уже, чем в северном полушарии и чем в Южном полушарии на протяжении остальной части ранней перми (сравните рис. 2 и 3). Это свидетельствует о том, что влияние ледникового пояса распространялось вплоть до южной части тропико-экваториального пояса. Оно могло выражаться в некотором общем охлаждении этого региона и/или поступлении холодных и слегка замутненных ледниковых вод.

ОСОБЕННОСТИ РАННЕПЕРМСКОГО КЛИМАТА

Из изложенного выше видно, что климат ранней перми отличался большим своеобразием и динамизмом. Отметим основные его особенности и изменения, произошедшие на протяжении этой эпохи.

Глобальное потепление. Отступление ледников из средних в высокие южные широты в поздне-сакмарское–раннеартинское время и формирование в средних широтах теплого аридного пояса и эвапоритово-карбонатных платформ указывает на быстрое глобальное потепление на Земле. Сокращение площади ледников и развитие гляцио-остатических трансгрессий уменьшало альбедо планеты и приводило к дальнейшему ее потеплению, которое ускорялось до тех пор, пока ледники не отступили в высокие широты. С этого момента потепление замедлилось. До конца эпохи в высоких южных широтах сохранялись небольшие центры оледенений, временами расширявшиеся в результате осцилляций разного ранга. На возможных причинах потепления мы остановимся в следующей статье, здесь же, опираясь на изложенные выше материалы, отметим, что вряд ли главными его причинами были изменения широтного положения Пангеи или изменения площади суши и морей. Эти изменения были сравнительно незначительными. За раннепермскую эпоху этот суперконтинент, согласно палеомагнитным данным, сместился к северу всего на несколько градусов (Scotese, Langford, 1995; Ziegler et al., 1997, 1998). Сокращение площади эпиконти-

нентальных бассейнов должно было вызывать похолодание планеты. Вторая половина артинского и кунгурский века были, по-видимому, наиболее теплыми в раннепермскую эпоху. Однако обильные следы айсбергового и ледового разноса в Юго-Восточной Австралии указывают на то, что холодный климат в южных полярных широтах сохранялся до конца эпохи.

Аридизация Земли. Глобальные климатические изменения не ограничивались в ранней перми потеплением. С момента возникновения Пангеи для нее было характерно значительное развитие семиаридного и аридного климата в низких широтах. Это обуславливалось, в первую очередь, ее огромными размерами и существованием обширных герцинских горных поясов и хребтов, многие из которых располагались на окраинах суперконтинента, особенно Лавразийской его части. Оба этих обстоятельства затрудняли перенос влаги из океанов во внутриконтинентальные области суперконтинента. На протяжении раннепермской эпохи аридизация Пангеи усиливалась. Это выражалось в расширении и продвижении в средние широты аридных и семиаридных поясов. Аридизация подверглась и экваториальная горная область центральной Пангеи. Одной из очевидных причин аридизации было глобальное потепление, усилившее испаряемость, в первую очередь, в низких и средних широтах планеты, поступление влаги в которые и до этого было ограничено. Время максимального расширения аридных поясов, по-видимому, совпадало с кунгурским соле- и сульфатонакоплением. Другой причиной аридизации была последовательная регрессия внутренних морей Пангеи и связанное с этим сокращение источников влаги. Наконец, можно полагать, что отступление крупных ледниковых щитов в высокие широты Южного полушария в поздне-сакмарское–раннеартинское время привело к сокращению и отступлению связанных с ними круглогодичных устойчивых областей высокого давления. Это, по-видимому, сопровождалось расширением смежной низкоширотной ячейки циркуляции Хадлея и продвижением к полюсам областей повышенного давления, характерных для тропиков и обуславливающих существование аридных и субаридных поясов.

Роль муссонов. Существование огромных массивов суши Пангеи предопределяло значительную роль сезонных областей высокого и низкого давления и связанных с ними муссонов в формировании климата обоих полушарий (Partish, 1995). Особенно большую роль они должны были играть в Южном полушарии, где компактный массив гондванской суши почти в 1.5 раза превышал по площади и в поперечнике (вдоль 30°) современную Евразию. Немногим уступала последней по размерам и лавразийская часть Пангеи. Влажный муссонный климат был наиболее ярко выра-

жен в областях, прилегавших к океану Палеотетис. Близость теплого океана, располагавшегося в тропических и экваториальных широтах, к огромным массивам подветренной суши должна была способствовать усилению муссонов и расширению областей их влияния. Некоторые исследователи, исходя из этих соображений и математических моделей, назвали их мегамуссонами (Kutzbach, Gallimore, 1989). Однако на пути летних муссонов в Лавразию располагались горные пояса и краевые хребты, окаймлявшие ее с юга, юго-востока и северо-востока. На подветренных склонах гор муссоны, связанные с нижней тропосферой, теряли основную часть переносимой влаги. В дождевой тени этих гор, а также в тропических широтах Лавразии преобладал поэтому аридный климат (рис. 2, 3). Признаки периодического летнего увлажнения, наблюдаемые в отложениях расположенного севернее семиаридного пояса, позволяют, однако, полагать, что в сильно ослабленной форме муссоны периодически достигали внутренних районов Лавразии. Следы сезонновлажного климата местами обнаруживаются и на окраинах южной части Пангеи, однако глубокому проникновению муссонов в ее пределы, по-видимому, препятствовал, особенно в асельско-раннесакмарское время, круглогодичный максимум высокого атмосферного давления над ледниковым поясом. Позднее муссоны могли сдерживаться областями повышенного давления: в северной части Гондваны – тропической, а в южном приполярном районе – высокоширотной.

Динамика климатических изменений. Важной чертой климатических изменений в ранней перми была их большая скорость. Она объясняется двумя причинами: общим быстрым потеплением и многочисленными осцилляциями нескольких рангов, осложнявшими ход потепления. Скорость общего потепления была наибольшей в сакмарский век, когда прекратилось оледенение в средних южных широтах. Значительная часть территории, только что освободившаяся ото льдов, была сразу же занята аридным и семиаридным поясами (центральная часть Южной Америки, Южная Аравия, сравните рис. 1, 2 и 3). Дальнейшее сокращение ледникового пояса было более постепенным. Вероятно, в конце артинского века этот пояс перестал существовать как единое целое, но и в кунгурском веке (и даже позднее) в Южной Полярной области неоднократно возрождались ледниковые центры, поставлявшие большое количество айсбергов (Eyles et al., 1998).

Осцилляции придавали этим климатическим изменениям еще большую динамичность, особенно во время оледенений. Высокие скорости распространения и еще большие скорости деградаций (терминаций) ледниковых покровов хорошо известны по плейстоценовым оледенениям. По имеющимся данным сходные короткопериодиче-

ские осцилляции были присущи также раннепермским оледенениям (Chumakov, 1985; Dickins, 1985; Eyles et al., 1998). В наиболее полных разрезах пермских ледниковых отложений, как уже отмечалось, фиксируются ледниковые осцилляции трех рангов: с периодами сотни тысяч, первые миллионы и первые десятки миллионов лет (Chumakov, 1985; Veevers, Powell, 1987). О значительных амплитудах свидетельствуют прослой углей, вклинивающиеся в ряде мест в ледниковые отложения (Южная Америка, Юго-Восточная Австралия). Они говорят о том, что ледниковый климат сменялся умеренно-холодным и обратно. Естественно, что амплитуды климатических колебаний во внеледниковых областях были не столь большими, как в ледниковых. В основном они выражались, по-видимому, в колебаниях влажности (Miller et al., 1996 и др.).

Асимметрия климатической зональности. На протяжении всей раннепермской эпохи Южное полушарие Земли было холоднее Северного. Об этом свидетельствует то, что все сколько-нибудь заметные оледенения происходили исключительно в Южном полушарии. В связи с этим набор климатических поясов в Северном и Южном полушариях был различным, а аналогичные по термическому режиму пояса имели разную ширину, располагались на разном удалении от экватора и, следовательно, различались по многим другим параметрам (радиационному, барическому, по сезонности, атмосферным осадкам, ветрам и т.д.). Особенно резкой асимметрия была во время асельско-сакмарского оледенения (рис. 1, 2). К концу раннепермской эпохи она заметно уменьшилась (рис. 3). Первопричиной климатической асимметрии было, очевидно, асимметричное по отношению к экватору и полюсам распределение массивов суши как по размерам, так и широтному положению (Чумаков, 1994). В ранней перми Гондвана простиралась от 5° до 90° ю. п-ш., превосходила Лавразию по площади в 1.6 раза и половина ее территории находилась в высоких и средних широтах. В то же время Лавразия располагалась между экватором и 75° с. п-ш. и 67% ее территории находилось в низких широтах. По мере сокращения площади оледенения и почти неизменном расположении массивов суши, степень климатической асимметрии на протяжении эпохи существенно уменьшилась. Это свидетельствует о том, что асимметричное расположение суши приводит к сильной климатической асимметрии только во время оледенений.

Перестройка климатической зональности. Конецным результатом раннепермских климатических изменений была существенная перестройка климатической зональности. Она затронула главным образом южное полушарие и выразилась в резком (более чем в 2.5 раза) сужении ледникового пояса в позднесакмарско-раннеартинское вре-

мя, а затем, в конце позднепермской эпохи, его исчезновении. В ассельско-раннесакмарское время ледниковый пояс на западе Гондваны граничил непосредственно с тропическим аридным, а на востоке с сильно редуцированным умеренным поясами (рис. 2). По мере сужения ледникового пояса между аридным и ледниковым поясами возникли семиаридный и умеренно-холодный пояса. Последний, смещаясь к югу, заместил в конце ранней перми ледниковый пояс. Одновременно начали расширяться семиаридные и аридные пояса в обоих полушариях и произошла аридизация экваториального горного гумидного пояса. В результате всех этих процессов климатическая зональность на Земле была коренным образом преобразована.

Эволюция глобального климата. Климатическая зональность является наиболее ярким отражением глобального климата планеты, поэтому с полным основанием можно говорить о существенном изменении в ранней перми глобального климата. В целом его следует квалифицировать как ледниковый, поскольку, по меньшей мере, в Южной полярной области ледники сохранялись, пусть даже эпизодически, до конца эпохи. По масштабам и характеру оледенений в ранней перми можно различить три стадии эволюции ледникового климата. Ассельско-раннесакмарский климат был сходен по масштабам оледенения с климатом плейстоцена. В обоих случаях покровные оледенения охватывали высокие и средние широты одного из полушарий. Поэтому ассельско-раннесакмарский климат может быть назван *климатом ледникового максимума*. В популярной литературе подобные оледенения нередко именуются “великими оледенениями”. Климат, существовавший в конце сакмарского–начале артинского веков, можно назвать *климатом полярных шапок*, поскольку оледенения в основном ограничивались высокими широтами. Подобный климат существует на Земле сейчас и существовал в олигоцене и второй половине эоцена, когда в Антарктиде появились первые ледниковые покровы. В конце ранней перми в обеих полярных областях стал преобладать холодно-умеренный климат. Южная ледниковая шапка распалась, и сохранились лишь небольшие центры оледенений (скорее всего эпизодических). Это время можно рассматривать как завершающую стадию гондванской гляциозеры, а соответствующий глобальный климат квалифицировать как *климат холодных полярных областей*.

Авторы благодарят В.Г. Ганелина, А.В. Гоманькова, М.В. Дуранте, П.К. Линка, С.В. Наугольных и особенно Э.Я. Левена за многочисленные консультации и ценные советы в процессе подготовки данной работы к печати.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 99-05-64073 и 99-05-65004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреанов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 136 с.
- Бобин Е.С. Юдомо-Аллах-Юнский водораздел // Тр. треста “Золоторазведка” и ин-та НИГРИЗолото. 1940. Вып. 13. С. 31–53.
- Вихерт А.В. О климатическом режиме Верхоянского бассейна в перми и триасе // Изв. Вост. филиала АН СССР. 1957. № 1. С. 24–50.
- Высоцкий И.В., Кац Я.Г., Леонов Г.П. и др. (ред.). Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973. 544 с.
- Грунт Т.А. Биogeография пермских морских бассейнов // Палеонтол. журн. 1995. № 4. С. 10–25.
- Грунт Т.А., Новиков В.П. Биостратиграфия и биогеография ранней перми Юго-Восточного Памира // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 4. С. 28–37.
- Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 196 с.
- Дуранте М.В. Реконструкция климатических изменений в позднем палеозое Ангариды (на основе фитogeографических данных) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 25–37.
- Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
- Жарков М.А., Чумаков Н.М. Палеогеография и обстановки седиментации во время пермо-триасовых биосферных перестроек // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 29–54.
- Жеребцова И.К. К вопросу о континентальном галогенезе // Ред. А.Л. Яншин, М.А. Жарков. Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 124–128.
- Игнатъев И.А., Наугольных С.В. Раннеказанская флора р. Саяны, ее стратиграфическое значение и положение среди однообразных флор Ангариды. I Папоротники и членистостебельные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 58–75.
- Котляр Г.В. Опорные корреляционные уровни пермской системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 35–50.
- Леонова Т.Б. Пермские аммоноидеи. Система и эволюция. Автореф. дис. док. геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 1999. 40 с.
- Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 407 с.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж. У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
- Руннегар Б. Пермь Гондваны // 27-й Междун. геол. конгресс. Доклады. Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 147–158.
- Устрицкий В.И. Бореальная биогеографическая область в палеозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 67–77.

- Чумаков Н.М. Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на северо-востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 130–150.
- Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 42–63.
- Шантц Г. История и проблемы освоения аридных земель // Будущее аридных земель. М.: Изд-во ин. лит., 1958. С. 13–33.
- Ahmad N. Late Palaeozoic Talchir tillites of Peninsular India // Earth's pre-Pleistocene glacial record / Eds Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 326–330.
- Alsharhan A.S., Nairn A.E.M. Stratigraphy and sedimentology of the Permian in the Arabian Basin and adjacent areas: a critical review // The Permian of Northern Pangea. V. 2 / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 187–214.
- Amos A.J., Lopez Gamundi O. Late Palaeozoic Sauce Grande Formation of eastern Argentina // Earth's pre-Pleistocene glacial record / Eds Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 872–877.
- Babcock L.E., Miller M.F., Isbell J.L. et al. Paleozoic-Mesozoic crayfish from Antarctica – earliest evidence of freshwater decapod crustaceans // Geology. 1998. V. 26. № 6. P. 539–542.
- Beauchamp B. Permian history of Arctic North America // The Permian of Northern Pangea. V. 2 / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. C. 3–22.
- Berryhill H.L.Jr. Allegheny region // Paleotectonic investigations of the Permian system in the United States / Eds McKee E.D., Oriol S.S. et al. Geol. Surv. Prof. Paper 513. Washington US Government Print. Office. 1967. P. 1–7.
- Bhattacharya A. Evidences of Sandur deposits in the Barakar Formation (Lower Permian) in the Ramgarh Coalfield, India // Gondwana Seven / Eds Ulbrich H., Rocha-Campos A.C. Sao-Paulo: Inst. Geociencias-USP, 1991. P. 365–377.
- Bourman R.P., Alley N. Permian glaciated bedrock surfaces and associated sediments on Kaugaroo Island, South Australia: implications for local Gondwanan icemass dynamics // Australian J. of Earth Sciences. 1999. V. 45. № 4. P. 523–531.
- Brevik A.J., Gudlaugsson S.T., Faleide J.I. Ottar Basin, SW Barents Sea: a major Upper Palaeozoic rift basin containing large volumes of deeply buried salt // Basin Res. 1995. V. 7. № 4. P. 299–312.
- Broutin J., Doubinger J., Hamet M.O., Lang J. Palynologie comparee du Permien nigerien (Afrique occidentale) et Peritethysien. Implications stratigraphiques et phytogeographiques // Rev. Palaeobotany and Palynology. 1990. V. 66. P. 243–261.
- Bustin R.M. Cold-temperate peats and coals: their sedimentology and composition // Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic / Ed. Martini I.P. N.Y.: Oxford. Univ. Press, 1997. P. 294–310.
- Cahen L., Lepersonne J. Late Palaeozoic tillites of the Congo Basin in Zaire // Earth's pre-Pleistocene glacial record / Eds Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 43–47.
- Cassinis G., Toutin-Morin N., Virgili C. A general outline of the Permian continental basins in Southwestern Europe // The Permian of Northern Pangea. V. 2 / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. C. 137–157.
- Chandra S. Changing patterns of the Permian Gondwana vegetation // Palaeobotanist. 1992. V. 40. P. 73–100.
- Châteauneuf J.J., Farjanel G. Synthèse géologique des bassins permien français // Bull. Rech. Geol. Min. (Orléans). Mem. 128. 1989. 288 p.
- Chumakov N.M. Glacial events of the past and their geological significance // Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol. 1985. V. 51. P. 319–346.
- Cole D.I., McLachlan I.R. Oil potential of the Permian Whitehill Sale Formation in the main Karoo Basin, South Africa // Gondwana Seven / Eds Ulbrich H., Rocha-Campos A.C. Sao-Paulo: Inst. Geociencias-USP, 1991. P. 379–390.
- Collinson J.W., Miller M.F. Comparison on Lower Permian post-glacial black shale sequences in the Ellsworth and Transantarctic Mountains, Antarctica // Gondwana Seven / Eds Ulbrich H., Rocha-Campos A.C. Sao-Paulo: Inst. Geociencias-USP, 1991. P. 217–231.
- Condon M.A. The geology of the Carnarvon Basin, W. Australia // Stratigraphy. Part 2. Permian. Bur. Mineral. Res. Mineral. Res., Geol. Aust. Bull. 1967. V. 77. P. 191.
- Conrel L., Destencq C., Essamond R. et al. Coal occurrence related to sedimentary dynamics: three African examples // J. of African Earth Sci. 1991. V. 12. № 5. P. 159–169.
- Crowell J.C. The ending of the Late Paleozoic ice age during the Permian period // The Permian of Northern Pangea. V. 1 / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Springer-Verlag, Berlin. 1995. P. 62–74.
- Crowell J.C., Frakes L.A. Late Paleozoic glaciation, IV. Australia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1971. V. 82. P. 2515–2540.
- Cúneo N.R. Permian phytogeography in Gondwana // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. V. 125. P. 75–104.
- Deynoux M., Miller J.M.G., Domack E.W et al. (eds) Earth's glacial record. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1994. P. 266.
- Dickins J.M. Late Palaeozoic glaciation // BMR Journal of Australian Geology and Geophysics. 1985. V. 9. P. 163–169.
- Dickins J.M. Problems of Late Palaeozoic glaciation in Australia and subsequent climate in the Permian // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1996. V. 125. P. 185–197.
- Dobruskina I.A. Triassic Floras of Eurasia // Wien-New York: Springer-Verlag, 1994. P. 422.
- Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. (eds). Pangea: global environments and resources. Memoir 17. Can. Soc. of Petrol. Geologists, Calgary, Alberta, Canada. 1994. 982 p.
- Eyles N., Young G.M. Geodynamic controls on glaciation in Earth history // Earth's glacial record / Eds Deynoux M., Miller J.M.G., Domack E.W., Eyles N., Fairchild I.J., Young G.M. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1994. P. 1–28.
- Eyles N., Eyles C.H., Gostin V.A. Iceberg rafting and scouring in the Permian Shoalhaven Group of New South Wales, Australia: evidence of Heinrich-like events? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1997. V. 136. P. 1–17.

- Eyles C.H., Eyles N., Gostin V.A.* Facies and allostratigraphy of highlatitude glacially influenced marine strata of the Early Permian southern Sydney Basin // *Sedimentol.* 1998. V. 45. № 1. P. 121–161.
- Frakes L.A.* Climates throughout geologic time. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ., 1979. P. 310.
- Frakes L.A., Francis J.E., Syrtus J.I.* Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge Univ. Press, 1992. 274 p.
- Franca A.B.* Itarare Group: Gondwanan Carboniferous-Permian of the Parana Basin, Brazil // *Earth's glacial record* / Eds Deynoux M., Miller J.M.G., Domack E.W. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1994. P. 70–82.
- Francis J.E., Woolfe K.J., Arnott M.J., Barret P.J.* Permian climates of the southern margins of Pangea: evidence from fossil wood in Annarctica // *Pangea: global environments and resources.* Canad. Soc. of Petroleum Geologists. Memoir 17. 1994. P. 275–282.
- Frazier W.J., Schwimmer D.R.* Regional stratigraphy of North America. New York–London: Plenum Press, 1987. 719 p.
- Geslin J.K.* Distal Ancestral Rocky Mountains tectonism: evolution of the Pennsylvanian–Permian Oquirrh–Wood River basin, southern Idaho // *GSA Bull.* 1998. V. 110. № 5. P. 644–663.
- González-Bororino G., Eyles N.* Inverse relation between ice extent and the late Paleozoic glacial record of Gondwana // *Geology.* 1995. V. 23. № 11. P. 1015–1018.
- Grunt T.A., Shi G.R.* A Hierarchical framework of Permian global marine biogeography // *Proc. 30th Int'l. Geol.* 1997. V. 12. P. 2–17.
- Guerra-Sommer M., Cazzulo-Klepzig M., Mendonca Filho J.G.* Vegetation changes Parana Basin, Permian, South Brazil // *Abstr. XIV ICCP. Conf.* 1999. P. 49.
- Hambrey M.J.* Late Palaeozoic Karoo tillites in Gabon // *Earth's pre-Pleistocene glacial record* / Eds Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 41–42.
- Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al.* (eds) *Earth's pre-Pleistocene glacial record.* Cambridge Univ. Press, 1981.
- Heckel P.H.* Paleogeography of enstatic model for deposition of Midcontinent Upper Pennsylvanian cyclothems // *Paleozoic paleogeography of west-central United States* / Eds Fouch T.D., Magathan E.R. Denver, Colorado: Rocky Mountain Sec. S.E.P.M., 1980. P. 197–215.
- Hoffman-Rothe J.* Luz stratigraphic and tektonic des paläozoikums des algerischen Ostsahara // *Geol. Rundschau.* 1966. Bd. 55. Hf. 3. S. 185–201.
- Isbell J.L., Collinson J.W.* Sedimentological significance of fluvial cycles in the Permian of the central Transantarctic Mountains, Antarctica // *Gondwana Seven* / Eds Ulbrich H., Rocha-Campos A.C. Sao-Paulo: Inst. Geociencias-USP, 1991. P. 189–197.
- Isbell J.L., Seegers G.M., Gelhar G.A.* Upper Paleozoic glacial and postglacial deposits, central Transantarctic mountains, Antarctica // *Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic* / Ed. Martini P. N.Y.: Oxford. Univ. Press, 1997. P. 230–242.
- Isbell J.L., Cúneo N.R.* Depositional framework of Permian coal-bearing strata, southern Victoria Land, Antarctica // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1996. V. 125. P. 217–238.
- Jin Y., Wardlaw B.R., Glenister B.F., Kotlyar G.V.* Permian chronostratigraphic subdivisions // *Episodes.* 1997. V. 20. № 1. P. 10–15.
- Kiessling W., Flügel E., Golonka J.* Paleoreef maps: evaluation of a comprehensive database on Phanerozoic reefs // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists.* 1999. V. 83. № 10. P. 1552–1587.
- Kozur H.W.* Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1998. V. 143. P. 227–272.
- Kutzbach J.E., Gallimore R.G.* Pangea climates: Megamonsoons of the megacontinent // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 3341–3357.
- Levell B.K., Braakman J.H., Rutlen K.W.* Oil-bearing sediments of Gondwana glaciation in Oman // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists.* 1988. V. 72. P. 775–796.
- Leven E.* Early Permian fusulinids from the Central Pamir // *Riv. It. Paleont. Strat.* 1993. V. 99. № 2. P. 151–198.
- Lindsay J.F.* Permian postglacial environments of the Australian Plate // *Late glacial and postglacial environmental changes* / Ed. Martini I.P. New York Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. P. 213–229.
- Lopez-Gamundi O.R.* Glacial-Postglacial Transition in the Late Paleozoic Basins of Southern South America // *Late glacial and postglacial environmental changes* / Ed. Martini I.P. New York Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. P. 147–168.
- Mader D.* Evolution of Palaeoecology and Triassic Fluvial Basin in Europe. Vol. 1. Western and Eastern Europe. V. 2. Southeastern Europe and Index. Stuttgart–New York: Gustav Fischer Verlag, 1992. 1340 p.
- Martin H.* The Late Palaeozoic Dwyka Group of the South Kalahari Basin in Namibia and Botswana and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia // *Earth's pre-Pleistocene glacial record* / Eds Hambrey M.J., Harland W.B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 61–66.
- Martini I. P.* (ed.). *Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic.* Oxford. Univ. Press. N.Y. 1997. 343 p.
- Metcalfe I.* Late Palaeozoic and Mesozoic Palaeogeography of Eastern Pangea and Tethys / Eds Embry A.F., Beauchamp B., Glass D.J. *Pangea: Global Environments and Resources.* Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 17. Calgary. 1994. P. 97–111.
- Michaelsen P., Henderson R.A.* Facies relationships and cyclicity of high-latitude, Late Permian coal measures, Bowen Basin, Australia // *Intern. J. of Coal Geol.* 2000. V. 44. P. 19–48.
- Miller K.B., McCahon T.J., West R.R.* Lower Permian (Wolfcampian) paleosol-bearing cycles of the U.S. Midcontinent: Evidence of climatic cyclicity // *J. Sedimentol. Res.* 1996. V. 66. P. 71–84.
- Oriel S.S., Myers D.A., Crosby E.J.* West Texas Permian Basin Region // *Paleotectonic investigations of the Permian system in the United States* / Eds McKee E.D., Oriel S.S. et al. *Geol. Surv. Prof. Paper.* V. 515. Washington: US Govern. Printing Office. 1967. P. 21–60.

- Peterson J.A.* Permian paleogeography and sedimentary provinces, west central United States // *Paleozoic Paleogeography of West-Central United States* / Eds Fouch T.D., Magathan E.R. Rocky Mountain Section Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Symp. V. 1. 1980. P. 271–292.
- Parrish J.T.* Geologic Evidence of Permian climate // *The Permian of Northern Pangea* / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. V. 1. Paleogeogr., Paleoclim., Stratigr. 1995. P. 53–61.
- Rall E.P.* Influence of highstands and lowstands on Virgil and Wolfcam paleogeography in the Denver embayment, eastern Colorado // *Paleozoic systems of the Rocky Mountain Region Colorado* / Eds Longman M.W., Sonnenfeld M.D. Littleton: Rocky Mountain Sec. SEPM, 1996. P. 321–334.
- Rees P.McA., Gibbs M.T., Kutzbach J.E., Behling P.J.* Permian climates: evaluating model predictions using global paleobotanical data // *Geology*. 1999. V. 27. № 10. P. 891–894.
- Retallack G.J.* Late Carboniferous to Middle Triassic megafossil floras from Sidney Basin // *Bull. Geol. Surv. New S.Wels.* 1980. № 26. P. 385–430.
- Rocha-Campos A.C.* Late Paleozoic tillites of the Sergipe-Alagoas basin, Rondonia and Mato Grosso, Brazil // *Earth's pre-Pleistocene glacial record* / Eds Hambrey M.J., Harland B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 838–841.
- Rocha-Campos A.C., Dos Santos P.R.* The Itarare Subgroup, Aquidauana Group and San Gregorio Formation, Parana Basin, southeastern South America // *Earth's pre-Pleistocene glacial record* / Eds Hambrey M.J., Harland B., Chumakov N.M. et al. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 842–852.
- Rocha-Campos A.C., Lima Filho F.P., Canuto J.R.* Cycles in Piaui Formation, Parnaiba Basin, and Itarare Subgroup, Parana Basin, Brazil. Abstr. XIV ICCP. Conf. 1999. P. 124.
- Ross C.A., Ross R.P.* Permian Sequence stratigraphy // *The Permian of Northern Pangea. V. I* / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 98–123.
- Santos P.R., Rocha-Campos A.C., Canuto J.R.* Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Parana Basin, Brazil // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1996. V. 125. P. 165–184.
- Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S.* (eds). *The Permian of Northern Pangea*. 1995. V. 1. P. 261; V. 2. P. 312. Berlin: Springer-Verlag.
- Scotese C.R., Langford R.P.* Pangea and paleogeography of the Permian // *The Permian of Northern Pangea. V. I* / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 3–19.
- Sepkoski Jr., J., J.* Evolutionary Faunas // *Paleobiology. A Synthesis* / Eds Briggs D.E.G. and Crowther P.R. Blackwell, Oxford. 1990. P. 37–41.
- Shi G.R., Grunt T.A.* Permian Gondwana-Boreal antitropicality with special reference to brachiopod faunas // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2000. V. 155. № 2. P. 239–263.
- Smith N.D., Barrett P.J., Woolfe K.J.* Clacifer-fed(?) sandstone sheets in the Weller Coal Measures (Permian), Allan Hills, Antarctica // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1998. V. 141. P. 35–51.
- Spry A., Banks M.R.* (eds). *The geology of Tasmania* // *Journ. Geol. Soc. Austral.* 1962. V. 9. P. 107–362.
- Stemmerik L., Worsley D.* Permian history of the Barents Shelf area // *The Permian of Northern Pangea* / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. 1995. V. 2 Sedimentary basins and economic resources. P. 81–97.
- Stevens C.H.* Summary of Paleozoic paleogeography of Western United States // *Paleozoic paleogeography of the Western United States-II* / Eds Cooper J.D., Stevens C.H. Pacific Sec. SEPM. 1991a. P. 1–11.
- Stevens C.H.* Permian paleogeography of the Western United States // *Paleozoic paleogeography of the Western United States-II* / Eds Cooper J.D., Stevens C.H. Pacific Sec. SEPM. 1991b. P. 149–166.
- Stephenson M.H.* Correlation of Permo-Carboniferous palynological assemblages from Arabia // Program. with abstracts XIV ICCP. Calgary: Univ. Press. 1999. P. 140.
- Stollhofen H., Stanistreet I.G., Bangert D., Grill H.* Tuffs, tectonism and glacially related sea-level Changes, Carboniferous-Permian, southern Namibia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2000. V. 161. № 1–2. P. 127–150.
- Termier G., Termier H., Maren Ph. et al.* Donnees nouvelles sur la transgression glacio-eustatique permo-carbonifere (Gzhelien-Sakmarien) en Afghanistan central // *Compt. Rend. Acad. Sc. Ser. D.* 1973. V. 276. P. 943–947.
- Tsubone K., Apoluceno A.F., Neto I.R.* Brazil. Tectonics and sedimentation of the Solimoes Basin, northern Brazil // *Gondwana Seven* / Eds Ulbrich H., Rocha-Campos A.C. Sao-Paulo: Inst. Geociencias-USP, 1991. P. 119–128.
- Utting J., Piasecki S.* Palynology of the Permian of Northern continents: a review // *The Permian of Northern Pangea. V. I* / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin: Springer-Verlag, 1995. P. 237–261.
- Veevers J.J., Powell C.McA.* Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1987. V. 98. P. 475–487.
- Veevers J.J., Powell C.McA., Collinson J.W., Lopez-Gamundi O.R.* Synthesis // Permian-Triassic Pangean Foldbelts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland / Eds Veevers J.J. and Powell C.McA. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1994. V. 184. P. 331–354.
- Visser J.N.J.* The age of the late Palaeozoic glacial deposits in southern Africa // *S. Afr. J. Geol.* 1990. V. 93. № 2. P. 366–375.
- Visser J.N.J.* A Permian argillaceous syn- to post-glacial foreland sequence in the Karoo Basin, South Africa // *Earth's glacial record* / Eds Deynoux M., Miller J.M.G., Domack E.W. et al. Cambridge Univ. Press. 1994. P. 193–203.
- Visser J.N.J.* Controls on Early Permian shelf deglaciation in the Karoo Basin of South Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1996. V. 125. P. 129–139.
- Visser J.N.J.* A review of the Permo-Carboniferous glaciation in Africa // *Late glacial and postglacial environmental changes* / Ed. Martini I.P. New York Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. P. 169–191.
- Visser J.N.J., Young G.M.* Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glacial Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in southern Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1990. V. 81. P. 49–57.
- Visser J.N.J., Niekert van B.N., van der Merwe S.W.* Sediment transport of the Late Paleozoic glacial Dwyka Group in

- the southwestern Karoo Basin // *S. Afr. J. Geol.* 1997. V. 100. № 3. P. 223–236.
- Wang J., Liu H., Shen G., Zhang H. Notes on the island distribution pattern of the Permian Cathaysian flora in China: an example of the application of the equilibrium theory of island biogeography in palaeobiogeography // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1998. V. 142. P. 23–31.
- Wardlaw B.R. Permian conodonts // *The Permian of Northern Pangea*. V. 1 / Eds Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. P. 186–195.
- Wartiti M.El., Broutin J., Freydet P. et al. Continental deposits in Permian basins of the Mesetian Morocco, geodynamic history // *J. African Earth Sci.* 1990. V. 10. № 5. P. 361–368.
- Wickham J., Roeder D., Briggs G. Plate tectonics models for the Ouachita foldbelt // *Geology*. 1976. V. 4. № 3. P. 173–176.
- Wnuk C. The development of floristic provinciality during the Middle and Late Paleozoic // *Rev. Palaeobotany, Palynology*. 1996. V. 90. P. 5–40.
- Wopfner H. Permo-Triassic sedimentary basins in Australia and East Africa and their relationship to Gondwanic stress pattern // *Gondwana Seven* / Eds Ulbrich H., Rocha-Campos A.C. Sao-Paulo: Inst. Geociencias-USP, 1991. P. 133–146.
- Wopfner H., Casshyap S. M. Transition from freezing to subtropical climates in the Permo-Carboniferous of Afro-Arabia and India // *Late glacial and postglacial environmental changes* / Ed. Martini I.P. Oxford. Univ. Press, 1997. P. 192–212.
- Ziegler A.M. Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian period // *Paleozoic paleogeography and biogeography* / Eds McKerrow W.S., Scotese C.R. J. Geol. Soc. London. 1990. Mem. 12. P. 363–379.
- Ziegler A.M., Hulver M.L., Rowley D.B. Permian world topography and climate // *Late Glacial and Postglacial environmental changes. Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic* / Ed. Martini P. Oxford. Univ. Press, 1997. P. 111–146.
- Ziegler A.M., Gibbs M.T., Hulver M.L. A mini atlas of oceanic water masses in the Permian period // *Proceedings of the Royal Society of Victoria*. 1998. V. 110. № 1/2. P. 323–343.
- Zo Wang. Gigantonoclea – an enigmatic Permian plant from north China // *Paleontology*. 1999. V. 42. P. 329–373.

Рецензенты А.С. Алексеев, Э.Я. Левен

УДК 551.763:564.53 (470.4)

НОВАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА НИЖНЕГО АПТА СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

© 2002 г. Е. Ю. Барабошкин, И. А. Михайлова

Московский государственный университет, Москва

Поступила в редакцию 14.06.2000 г., получена после доработки 25.10.2000 г.

Изучение аптских отложений Среднего Поволжья имеет более чем вековую историю. Хотя стратиграфия для этого региона разработана достаточно подробно, появившиеся новые данные позволили пересмотреть и дополнить существующие стратиграфические схемы. Ранее обоснование возраста для отложений нижнего апта традиционно проводилось по смене комплексов аммонитов семейства *Deshayesitidae*. Изучение богатого комплекса гетероморфных аммонитов семейства *Ancyloceratidae*, обитавших в относительно глубоких частях бассейна, позволило предложить новую зональную схему для эпипелагических отложений нижнего апта бассейна Русской плиты. Большинство определенных аncyloceratид установлено на данной территории впервые. Анализ совместного распространения в разрезе как деезитид, так и гетероморф дал возможность связать стратиграфические схемы, базирующиеся на развитии мономорфных *Deshayesitidae* и гетероморфных *Ancyloceratidae*.

Описаны родовые и видовые таксоны: *Volgoceratoides* I. Michailova et Baraboshkin, gen. nov., *V. schilovkensis* I. Michailova et Baraboshkin, sp. nov., *Koenenicerias* I. Michailova et Baraboshkin, gen. nov., *K. tenuiplicatum* (von Koenen, 1902), *K. rareplicatum* I. Michailova et Baraboshkin, sp. nov.

Ключевые слова. Нижний апт, Русская плита, Поволжье, мел, стратиграфия, аммониты.

Наиболее полные разрезы аптского яруса на Русской плите выходят на поверхность в пределах Ульяновско-Саратовской синеклизы в среднем течении Волги, между городами Ульяновск и Саратов. Наиболее хорошо фаунистически охарактеризована, а поэтому и изучена, нижеаптская часть этого интервала. Тем не менее до сих пор существует ряд спорных моментов, касающихся как биостратиграфии нижеаптских отложений, так и строения самого разреза.

В 1995–2000 гг. был изучен уникальный разрез аптских отложений в районе парка «Юность» в г. Ульяновске, появившийся в результате береговой вскрыши под строительство нового моста через Волгу. Дополнительные разрезы нижнего апта и пограничный баррем-аптский интервал изучался в оползневых телах на правом берегу р. Волги у с. Кременки, ниже г. Новоульяновска и у г. Сенгилей (рис. 1). В 1998–2000 гг. были также изучены разрезы апта, расположенные в районе городов Хвалынского, Вольска и Саратова. Стратиграфическое описание разрезов было выполнено Е.Ю. Барабошкиным (МГУ) совместно с сотрудниками НИИ Геологии СГУ (Саратов) и ГИН РАН (Москва). Изучение аммоноидей, их распределения в разрезе и установление зональных комплексов проводилось обоими авторами.

Благодаря послойному изучению разрезов, новым сборам аммонитов, ревизии старых коллекций и коллекций, переданных авторам геологами из

различных организаций, стала очевидной возможность разработки принципиально новой биостратиграфической схемы нижнего апта Среднего Поволжья. Этому вопросу и посвящена данная статья.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Изучение отложений нижнего апта связано с именами многих исследователей, посещавших Среднее Поволжье на протяжении свыше 150 лет. Наиболее важный вклад в познание этого подъяруса, несомненно, связан с именами И.Ф. Синцова, И.Г. Сазоновой и А.Е. Глазуновой. Начав работы в Саратовской и Симбирской губерниях в 1866 г., И. Синцов в 70–80-х годах опубликовал серию статей, касающихся геологических исследований этого региона. В наиболее ранних статьях (Синцов, 1870, 1872а) автор установил два новых вида *Ammonites trautscholdi* и *Crioceras tuberculatum*. Кроме того, он обратил внимание на изображенный в работе Г. Траутшольда (Trautschold, 1865) *Ammonites Deshayesi* (Leym.), найденный в районе Симбирска.

Работам И. Синцова предшествовали труды П. Языкова, в том числе «Краткое обозрение меловых образований Симбирской губернии» (1832). В 1872 г. И. Синцов (1872б) привел сведения о том, что П. Языков хранил собранную им коллекцию окаменелостей в Музее Горного института и в 1845 г. впервые для Симбирской губернии указал на присутствие в изученных им разрезах аммони-

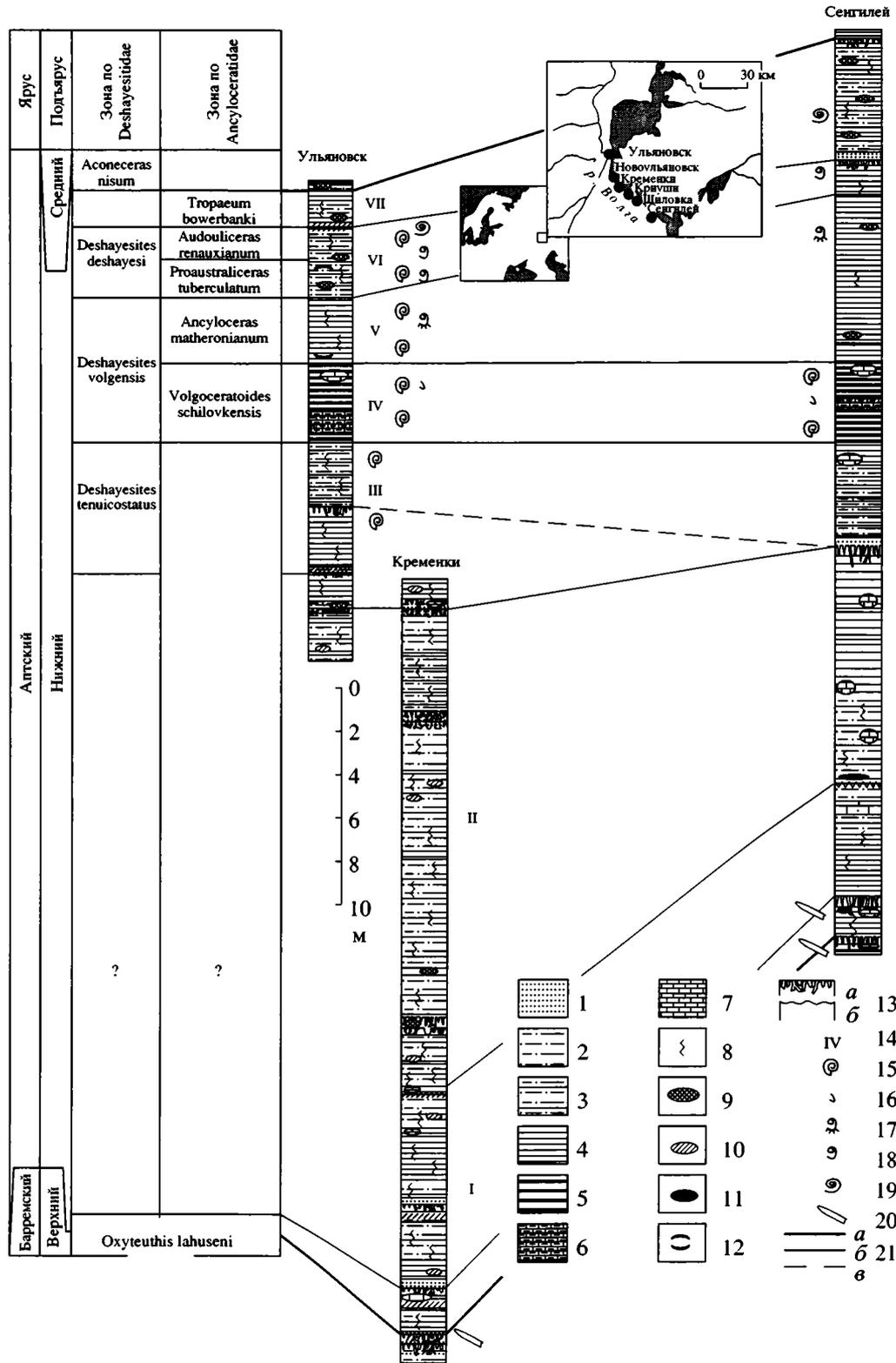


Рис. 1. Схема местонахождений аммонитов в Ульяновской области (на врезке) и разрезы г. Ульяновска (район нового моста), с. Кременки и г. Сенгилей.

1 – пески; 2 – алевроиты; 3 – переслаивание песков и глин; 4 – глины; 5 – горючие сланцы; 6 – глинистые известняки; 7 – известняки; 8 – биотурбации; 9 – сидеритовые конкреции; 10 – конкреции сульфидов; 11 – фосфориты; 12 – раковинный детрит; 13 – контакты (а – типа “рыхлое дно”, б – эрозионный); 14 – номер пачки (по Baraboshkin, 1998); 15–20 – находки фауны: 15 – *Deshayesites*, 16 – *Volgoceratoides* / *Koeneniceras*, 17 – *Ancyloceras* / *Lithancylus*, 18 – *Audouliceras* / *Proaustraliceras*, 19 – *Tropaeum*, 20 – *Oxyteuthis*; 21 – стратиграфические границы (а – между ярусами / подъярусами, б – пачками, в – слоями).

Таблица 1. Схема зонального расчленения нижнеаптского подъяруса по И.Г. Сазоновой (1958) и А.Е. Глазуновой (1961)

Ярус	Подъярус	Индекс	Решения..., 1955 Зональное подразделение для Кавказа	И.Г. Сазонова, 1958 Поволжье	А.Е. Глазунова, 1961 Ульяновское Поволжье
Аптский	Нижний	Cr ₁ apt ⁴	<i>Dufrenouya furcata</i> , <i>D. subfurcata</i>	На зоны не подразделяются	
		Cr ₁ apt ³	<i>Deshayesites dechy</i>	<i>Deshayesites consobrinoides</i> (Sinz.), <i>D. deshayesi</i> (Leym.), <i>D. dechy</i> (Papp), <i>Sinzovia trautscholdi</i> (Sinz.), <i>Corbula</i> <i>polita</i> Trautsch.	Горизонт развернутых аммонитов: <i>Ancyloceras gracilis</i> Sinz., <i>Ancyloceras</i> <i>sp.</i> , <i>Deshayesites sp.</i> , <i>Inoceramus sp.</i> <i>Deshayesites deshayesi</i> Leym., <i>D. conso-</i> <i>brinoides</i> Sinz., <i>Aconeceras trautscholdi</i> Sinz.
		Cr ₁ apt ²	<i>Deshayesites weissi</i>	<i>Deshayesites weissi</i> (Neum. et Uhl.), <i>Tropaeum bowerbanki</i> Sow., <i>Sinzovia</i> <i>trautscholdi</i> (Sinz.)	<i>Deshayesites weissi</i> Neum. et Uhl., <i>D. la-</i> <i>vaschensis</i> Kas., <i>D. ssengillyensis</i> I. Sas., <i>Aconeceras trautscholdi</i> Sinz., <i>Tropaeum</i> <i>bowerbanki</i> Sow., <i>Ancyloceras ex gr.</i> <i>matheroni</i>
		Cr ₁ apt ¹	<i>Tropaeum gillsi</i> , <i>Matheronites ridzewskyi</i>	На юге Правобережного Поволжья южнее Саратова <i>Matheronites</i> <i>ridzewskyi</i> Kar.	

тов рода *Ancyloceras* и *Hamites*. Тем самым именно П. Языкову принадлежит первое высказывание о наличии в данном районе аптских отложений.

Предварительные краткие отчеты о геологических исследованиях И. Синцова опубликованы в 1873, 1875, 1887 и других годах, а очень важные заметки об аммонитах апта – несколько позже (Sinzow, 1898; Синцов, 1905). В 1898 г. он подробно охарактеризовал симбирские и саратовские *Opirelia trautscholdi* Sinz., установил два новых вида *Hoplites consobrinoides*, *H. subfissicostatus* и в открытой номенклатуре привел *H. cf. Weissi* Neum. В синонимике для *H. consobrinoides* указан *Ammonites Deshayesi* (Leym.), изображенный Г. Траутшольдом (Trautschold, 1865, Taf. III, Fig. 16a–b), о чем упоминалось выше. Коллекция Г. Траутшольда хранится в Тимирязевской сельскохозяйственной академии, однако интересующий нас образец найти не удалось. В 1905 г. И. Синцовым описаны гетероморфные аммониты из разрезов Поволжья *Crioceras Bowerbanki* J. de C. Sowerby, 1837, *Crioceras gracile* Sinzow, 1870, *Crioceras tuberculatum* Sinzow, 1870, *Crioceras tuberculatum var. graciloides* Sinzow, 1870 и *Hamites* (?) *Eichwaldi* Jasykow, а также установлен новый вид *Crioceras laticeps*.

В 1889 г. С.Н. Никитин сопоставил аптские отложения Симбирска с аналогичными отложениями Англии, дав краткую характеристику двум аммонитам: *Hoplites Deshayesi* d'Orb. (Leym.) и *Amaltheus bicurvatus* Mich.

К целенаправленному изучению нижнеаптских отложений вновь обратились в середине

XX века. Работы И.Г. Сазоновой (1954, 1956, 1957, 1958, 1961) и в соавторстве с Н.Т. Сазоновым (1967, 1991) охватывают почти 40-летний интервал времени. Особое место в этом далеко не полном перечне занимает работа И.Г. Сазоновой “Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы” (1958), в которой приведено описание конкретных разрезов Ульяновской области (у г. Сенгилей и с. Кременки), предложено расчленение этих отложений и проведено сопоставление с одновозрастными отложениями Кавказа. К сожалению, преобладание в разрезе глин обусловило наличие многочисленных оползней, что и привело автора к ошибочному представлению о последовательности смены комплексов аммонитов. Так, для разреза Сенгилей И.Г. Сазоновой (1958, с. 66) выделены две зоны. Для нижней из них совместно указаны *Deshayesites weissi* (Neum. et Uhl.), *Sinzovia trautscholdi* (Sinz.), *Tropaeum bowerbanki* Sow., *Ancyloceras ex gr. matheroni* (Orb.), *D. ssengillyensis* I. Sazon. и др. Для верхней зоны приведены разнообразные виды рода *Deshayesites* при наличии *Sinzovia trautscholdi* Sinz. Оставляя за скобками спорность некоторых определений, очевидно, что горизонт, содержащий развернутые аммониты, располагается ниже горизонта, в котором были встречены только монотипные *Deshayesites* и *Sinzovia*. Нижний комплекс был сопоставлен с зоной *D. weissi*, а верхний – с зоной *D. dechy* (таблица 1).

Показанная на таблице нижележащая зона *Matheronites ridzewskyi* в районе Ульяновска фау-

нистически не подтверждается. Что касается зоны *Deshayesites weissi*, то на ее выделение в Ульяновском Поволжье скорее всего повлияло наличие одноименной зоны в Унифицированной схеме Кавказа (Решения..., 1955).

Обращает на себя внимание состав аммонитовых комплексов зоны *D. weissi* и вышележащей зоны *D. dechyi*. Наряду с представителями родов *Sinzovia* и *Deshayesites*, в нижней из упомянутых зон присутствуют гетероморфные *Ancyloceras ex gr. matheroni* (Orb.), *Crioceras* (?) *gracile* (Sinz.), *Trophaeum bowerbanki* (Sow.).

В палеонтологической части работы И.Г. Сазоновой дано описание нескольких видов *Deshayesites* (*D. deshayesi* Leym., *D. consobrinoides* Sinz., *D. cf. consobrinoides* Sinz., *D. volgensis* I. Sasonova, *D. weissi* Neum. et Uhl., *D. ssengillyensis* I. Sasonova, *D. evolvens* Luppov) и трех видов *Sinzovia* (*S. trautscholdi* Sinz., *S. luppovii* I. Sasonova, *S. saratoviensis* I. Sasonova). Описание гетероморфных аммонитов ограничено *Trophaeum bowerbanki* Sowerby (в действительности, спиральная часть *Audouliceras*) и *Ancyloceras cf. matheroni* Orbigny (экземпляр на табл. XII, фиг. 1 не принадлежит этому роду и виду). Оба вида указаны из нижней зоны *D. weissi*. В совместной работе И.Г. и Н.Т. Сазоновых (1991) сохранено зональное деление, о котором говорилось выше.

А.Е. Глазунова начала работать в Среднем Поволжье в 60-е годы (1961, 1967, 1968 и др.). Она собирала материал в окрестностях г. Ульяновска и с. Шиловка, т.е. в более северных участках, чем И.Г. Сазонова. “В отдельных маршрутах по Ульяновскому Поволжью принимал участие сотрудник Ульяновского краеведческого музея К.А. Кабанов” (Глазунова, 1973, с. 5), который передал для обработки и дополнительный материал. Впоследствии коллекция К.А. Кабанова была приобретена Палеонтологическим институтом РАН и хранится в нем под номером 3390, часть образцов экспонируется в Палеонтологическом музее.

А.Е. Глазунова в монографии “Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения нижнемеловых отложений Поволжья” (1973) во многом не соглашается с представлениями И.Г. Сазоновой. 1. Ставится под сомнение возможность выделения зоны *Deshayesites weissi*, так как форма, изображенная И.Г. Сазоновой под таким названием, вряд ли принадлежит данному виду, на что указывает А.Е. Глазунова (1973, с. 13). 2. В зоне *D. deshayesi* выделяется маркирующий слой, так называемая аптская плита. В аптской плите и под ней встречается комплекс аммонитов, представленный несколькими видами *Deshayesites* и *Aconeceras* (= *Sinzovia* по И.Г. Сазоновой). Состав аммонитов выше плиты по указанию А.Е. Глазуновой существенно отличается: его облик определяет обилие развернутых аммонитов, которые встреча-

ются совместно с видами рода *Deshayesites*. Для этой части разреза уже в 1961 году было использовано название “горизонт развернутых аммонитов”.

Таким образом, бросается в глаза несовпадение положения в разрезе стратиграфического уровня с “развернутыми аммонитами”: по И.Г. Сазоновой – ниже зоны *D. deshayesi*, а по А.Е. Глазуновой – выше аптской плиты в верхней части зоны *D. deshayesi*, т.е. произошла инверсия в понимании последовательности аммонитовых зон.

Если в 1961 г. А.Е. Глазунова только отмечала, что не наблюдала в коренном залегании зону *Deshayesites weissi* И.Г. Сазоновой, то в 1973 г. она высказала большие сомнения в реальности ее существования. А.Е. Глазунова (1973) монографически описала разнообразный комплекс аммонитов рода *Deshayesites*, установив пять новых видов *D. variabilis*, *D. kabanovi*, *D. collevarus*, *D. lavaschensiformis*, *D. imitator*, среди гетероморфных аммоноидей в роде *Australiceras* выделила два новых вида *A. articum*, *A. altum*, а на основе материалов И. Синцова дополнительно обособила три вида и одну разновидность: *Australiceras rossicus*, *A. solidum*, *A. jasykowi*, *A. simbirskense* var. *sitschevkiensis*.

Хотя стратиграфия апта Поволжья разработана достаточно подробно, появившиеся в недавнее время новые данные позволили пересмотреть и дополнить существующие стратиграфические схемы (Baraboshkin, 1998; Барабоскин и др., 1999; Михайлова, Барабоскин, 2001). Биостратиграфические схемы для этого региона, как и для многих других регионов мира (Casey, 1961; Casey et al., 1998, Kemper, 1995 и др.), строились на основе развития аммонитов семейства *Deshayesitidae*. В последнее десятилетие выяснилось, что песчано-глинистые породы нижнего апта Среднего Поволжья содержат богатый комплекс гетероморфных аммонитов семейства *Ancyloceratidae*, которые ранее были изучены слабо.

Обширные сборы фауны, проведенные И.А. Шумилкиным, Г.Н. Успенским, В.М. Ефимовым, В.А. Кривошеевым (г. Ульяновск), авторами данной статьи, и переизучение коллекций К.А. и Г.К. Кабановых (ПИН РАН) показало, что разнообразие анцилоцератид в Поволжье чрезвычайно велико. Большинство определенных нами родов установлено на данной территории впервые. Была выявлена родовая и видовая приуроченность гетероморф к разрезу, что позволило предложить новую биостратиграфическую схему для нижнего апта, основанную на развитии этой группы (Михайлова, Барабоскин, 2001). Поэтому мы сочли необходимым изложить краткие сведения по биостратиграфии нижнего апта Ульяновско-Саратовского Поволжья.

Наиболее полным и хорошо палеонтологически обоснованным является разрез нижнего апта, прослеженный от с. Кременки до г. Ульяновска

(Baraboshkin, 1998; Барабошкин и др., 1999). Этот разрез можно рассматривать в качестве опорного для нижнего апта данного региона.

СТРОЕНИЕ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА

Разрез начинается у с. Кременки (рис. 1), его нижняя часть образована пачкой алевритистых глин с прослоями рыхлых песчаников, содержащих сидеритовые конкреции. Глины серые и буроватые, биотурбированные, содержат редкие ядра и отпечатки *Cymbula* aff. *nuda* (Keys.) и *Nucula* sp. В кровле присутствует прослой биотурбированных песчаников (0.4 м). Снизу пачка ограничена горизонтом гигантских (до 1 × 5 м) карбонатных конкреций. Верхняя граница представлена поверхностью "softground" и пронизана порами типа *Scolithos*, выполненными вышележащими глинами. В основании песчаников встречены *Oxyteuthis lahuseni* (Pavl.), *O. barremicus* Glas., *Oxyteuthis* sp. и фрагменты *Cucullaea golowkinskii* (Sinz.). Находки белемнитов в самом разрезе единичны, а сами ростры сильно выветрелые и замещены гипсом. На бичевнике, непосредственно под оползнями, были собраны *Oxyteuthis lahuseni* (Pavl.), *O. aff. germanica* Stoll., *O. sp.* Мощность пачки 21.7 м. Пачка завершает разрез барремских отложений, возраст которых доказывается присутствием зоны обратной магнитной полярности (аналога хрона M0) и появлением в основании вышележащей пачки аптских динофлагеллат *Pseudoceratium eisenackii* (Барабошкин и др., 1999). Выше следуют:

Пачка I. Ритмичное переслаивание серо-коричневых рыхлых песчаников (0.03–0.1 м), темно-серых глинистых алевритов (0.8–2 м) и черных глин. Породы биотурбированы, глины содержат большое количество выветрелых марказитовых (пиритовых) конкреций. Песчаные прослои, как правило, содержат карбонатные конкреции, а кровля песчаников обычно является поверхностью "softground". Верхняя часть ритмов окислами железа окрашена в бурый цвет. Пачка образована тремя ритмами общей мощностью 10.2 м.

Пачка II. Ритмичное переслаивание темно-серых алевритистых биотурбированных глин (2–5 м) и коричневых рыхлых глауконит-кварцевых песчаников (0.2–0.5 м). Глины содержат выветрелые марказитовые (пиритовые) конкреции, а песчаники – карбонатные конкреции. В кровле песчаников обычно наблюдаются поверхности "softground". Пачку слагают четыре ритма. Мощность 22–23 м. В осипы из верхней части пачки был встречен *Deshayesites* cf. *tenuicostatus* (von Koenen, 1902) и двустворки *Arctica*? sp. и *Cymbula nuda* (Keys.).

Дальнейшее описание продолжено в разрезе у нового моста в г. Ульяновске.

Пачка III. Ритмичное чередование зелено-коричневых рыхлых глауконит-кварцевых песчаников (0.2–0.5 м), темно-серых глин (0.2–3 м), серых полосчатых биотурбированных глин (1.5–2 м) и алевритистых глин с сидеритовыми конкрециями. Поверхности "softground" находятся в основании каждого песчаного прослоя. Пачка

образована тремя ритмами и имеет мощность 7.8 м. Кровля верхнего ритма эродирована. В пачке встречены аммониты *Deshayesites* cf. *tenuicostatus* (von Koenen, 1902), двустворки *Cymbula nuda* (Keys.), *Neocomiceramus volgensis* (Glas.) и многочисленные серпулиды *Ditrupea notabile* (Eichw.).

Пачка IV. Черные горючие сланцы, которые вблизи основания содержат крупные тесно расположенные карбонатные конкреции ("аптская плита") и более мелкие конкреции – в верхней части. Текстура пачки образована тонкослоистым чередованием светлых и черных прослоев (1–5 мм толщиной). В основании встречены крупные фрагменты древесины, раковинный детрит и мелкие фосфатные конкреции. В базальной части сланцев можно различить одну или две эрозионные поверхности. Вдоль плоскостей напластования местами присутствует большое количество распилющенных аммонитов, аптихи и чешуя рыб. Отдельные поверхности почти полностью выстланы эмбриональными раковинами аммонитов. Эти особенности, вместе с высоким содержанием C_{org} (до 6–8%), свидетельствуют о развитии аноксигенных условий во время осадконакопления. В пачке нами встречены аммониты *Deshayesites gracilis* Casey, 1964, *D. volgensis* Sasonova, 1958, *D. forbesi* Casey, 1961, *D. consobrinoides* (Sinzow, 1898), *D. saxbyi* Casey, 1964, *D. aff. vectensis* Spath, 1930, *D. sp.*, *Paradeshayesites imitator* (Glasunova, 1968), *Obsoleticeras levigatum* (Bogdanova, 1991) и *Sinzovia trautscholdi* (Sinzow, 1870), мелкие гетероморфы *Volgoceratoides schilovkensis* I. Michailova et Baraboshkin, sp. nov., *Koeneniceras tenuiplicatum* (von Koenen, 1902), *K. rareplicatum* I. Michailova et Baraboshkin, sp. nov., а также двустворки *Cymbula* sp. и *Phacoides borealis*. Именно с этого уровня А.Е. Глазунова (1973) отмечала находки *Deshayesites deshayesi*. Мощность пачки 3.8–4 м.

Пачка V. Однородные темные серые глины с рассеянным раковинным детритом в основании. Собраны аммониты *Deshayesites multicostatus* Swinnerton, 1935, *D. consobrinoides* (Sinzow, 1898), *D. sp.*, *Paradeshayesites ssengillyensis* (Sasonova, 1958), *P. callidiscus* (Casey, 1961), *P. topleyi* (Spath, 1930), *P. similis* (Bogdanova, 1991), *P. imitator* (Glasunova, 1968), гетероморфные аммониты: *Ancylloceras mathronianum* d'Orbigny, 1842, *Lithancylus* aff. *grandis* (J. de C. Sowerby, 1829), *L. glebi* I. Michailova et Baraboshkin, 2001, *L. grandis* (J. de C. Sowerby, 1829), *L. igori* I. Michailova et Baraboshkin, 2001, *L. russiensis* I. Michailova et Baraboshkin, 2001, *L. tirolensisiformis* I. Michailova et Baraboshkin, 2001. Мощность 3–3.2 м.

Пачка VI. Темно-серые биотурбированные алевритистые глины с редкими протяженными линзовидными прослоями, обогащенными глауконит-кварцевым песчаным материалом с многочисленными разрозненными створками *Arctica anglica* (Woods), *Cymbula gardneri* (J. Nikit.), *Modiolus* sp., *Thetironia* sp., *Panopea neocomiensis* (Leym.), *Corbula* sp., *Neocomiceramus volgensis* (Glas.), *N. borealis* (Glas.). В пачке присутствуют два горизонта карбонатных конкреций и мелкие рассеянные фосфориты. Как в глинах, так и в конкрециях встречены: *Deshayesites* aff. *rarecostatus* Bogdanova, *Kvantaliani* et *Scharikadze*, 1979, *D. sp.*, *Paradeshayesites ssengillyensis* (Sasonova, 1958), *Cheloniceramus* ex gr. *cornuelianum* (d'Orbigny, 1841) и наутилусы *Cymatoceras* aff. *bifurcatum* (Ooster, 1858), *C. karakaschi* Shimansky, 1975, *C. cf. karakaschi* Shimansky, 1975. Гетероморфные аммониты встречены на двух уровнях. Нижний уровень содержит

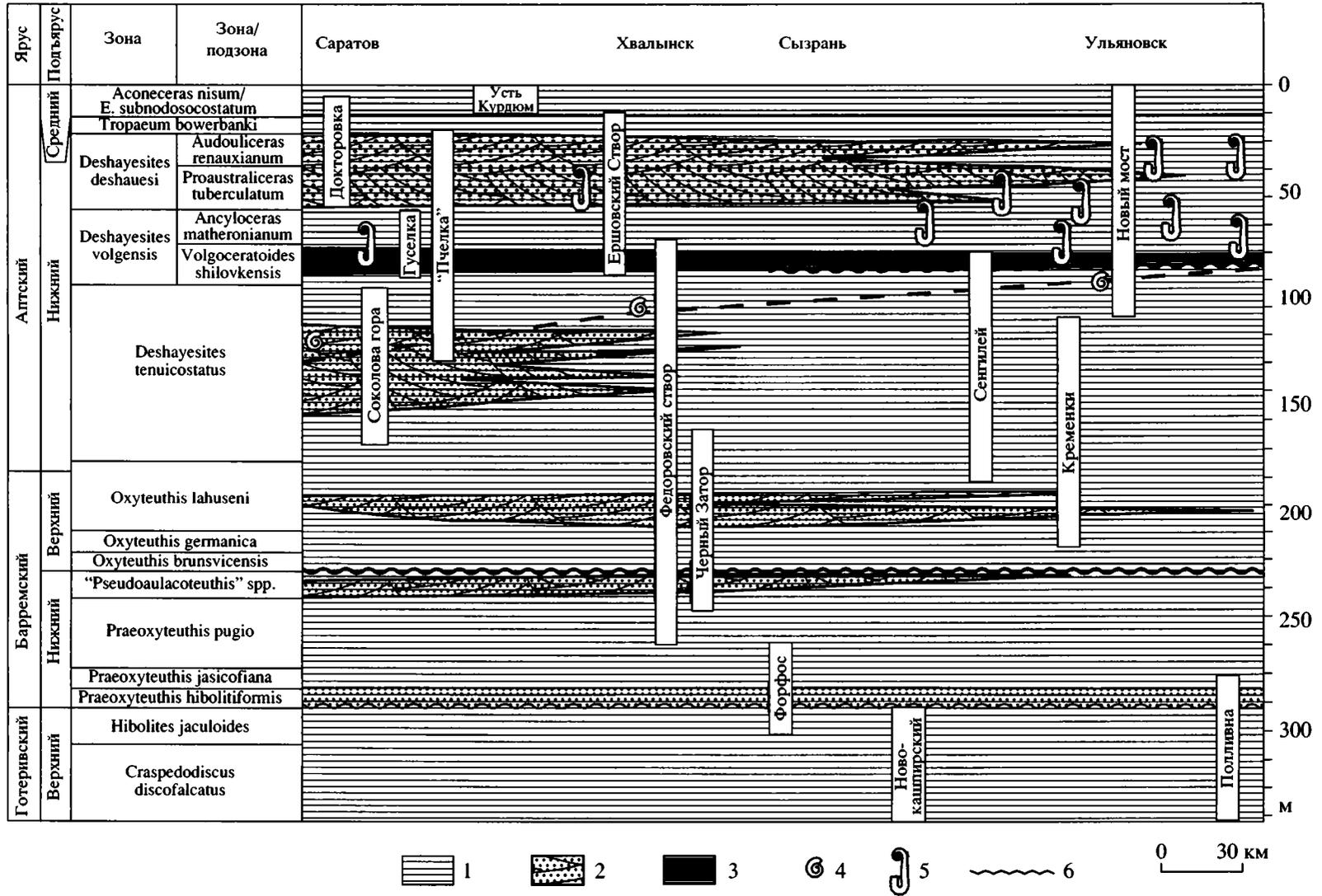


Рис. 2. Схема соотношения фаций и расположения разрезов нижнего апта Волжского правобережья от г. Ульяновска до г. Саратова. 1 – глины; 2 – косослоистые пески; 3 – горючие сланцы; 4 – находки *Deshayesites tenuicostatus*; 5 – находки гетероморфных аммонитов; 6 – наиболее значительные стратиграфические перерывы.

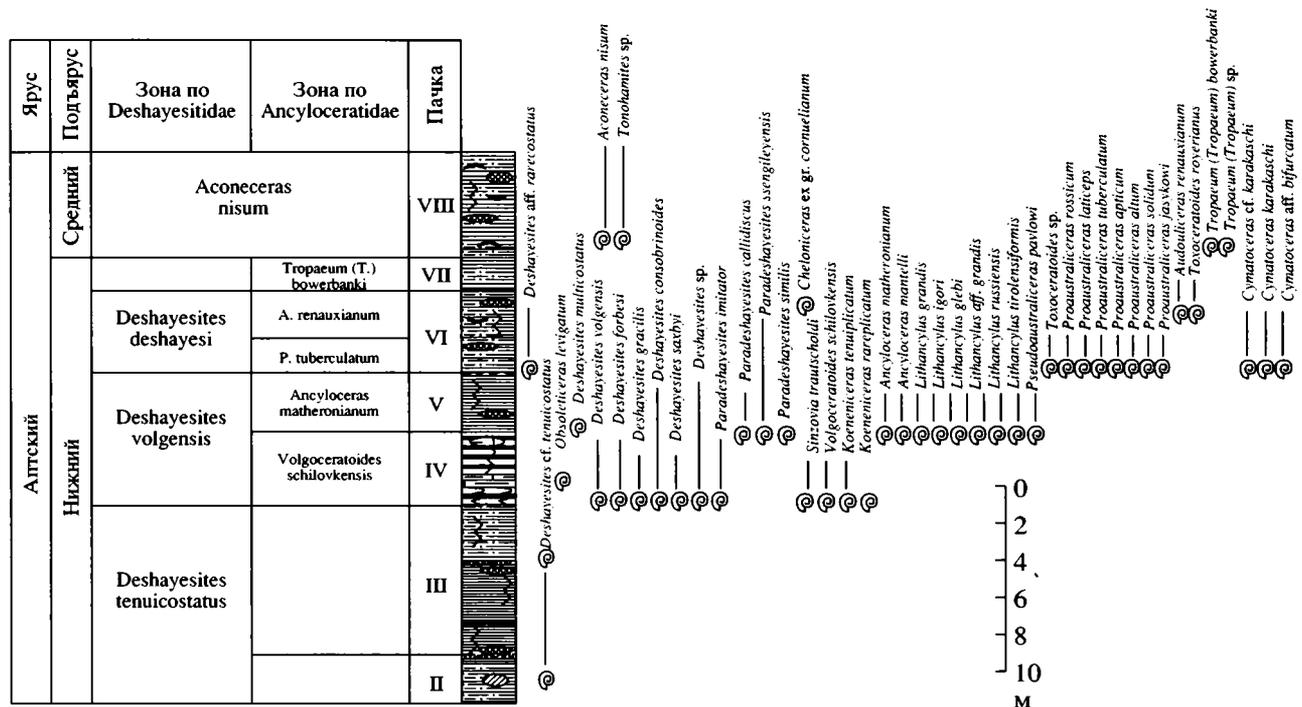


Рис. 3. Распространение головоногих моллюсков в разрезе нижнего апта Ульяновской области. Усл. обозначения см. на рис. 1.

Proaustraliceras tuberculatum (Sinzow, 1870), *P. rossicum* (Glasunova, 1973), *P. lateps* (Sinzow, 1905), *P. sp.*, *Pseudoaustraliceras pavlowi* (Vassilievsky, 1908), *Toxoceratoides sp.* На верхнем уровне определены *Audouliceras renauxianum* (d'Orbigny, 1842), *Toxoceratoides royerianus* (d'Orbigny, 1842), *T. ex gr. royerianus* (d'Orbigny, 1842), *T. sp.* Именно эта пачка носит название "горизонта развернутых аммонитов". Мощность 4 м.

Пачка VII. Ритмичное чередование серых глинистых алевроитов (0.2 м), глауконитовых и темных серых глин (0.2–0.3 м) с раковинным детритом и фрагментами *Cymbula nuda* (Keys.) и *Neocomiceramus borealis* (Glas.). В основании пачки присутствуют большие плоские сидеритовые конкреции с крупными аммонитами *Tropaeum* (*Tropaeum*) *bowerbanki* (J. de C. Sow.), достигающими 80 см в диаметре, и скопления иноцерамов *Neocomiceramus cf. borealis* (Glas.). В кровле пачки развита "softground". Мощность 1.6–1.8 м.

Пачка VIII. Начинает разрез среднего апта. Это темно-серые биотурбированные глины с раковинным детритом с несколькими горизонтами карбонатных конкреций, включая септарии и марказитовые конкреции. В основании глин имеется маломощный прослой алевроитов, а в кровле – эрозийная поверхность. Встрече-

ны аммониты *Toxoceras nisum* (d'Orb.), *Nuculana lineata* (Sow.), *N. sp.*, *Cymbula gardneri* (J. Nikit.), *Modiolus cf. subsimplex* (d'Orb.), *M. reversus* (J. Sow.), *Neocomiceramus cf. borealis* (Glas.), *Arctica sedgwicki sedgwicki* (Walker), *Venilicardia (V.) protensa* (Woods), *V. (V.) sp.*, *Panopea neocomiensis* (Leym.) и *Dentalium? sp.* Мощность 7 м.

Близким к описанному является разрез у г. Сенгилей, дополненный по материалам И.А. Шумилкина (рис. 1). Этот разрез литологически близок к ульяновскому, но отличается меньшей полнотой в своей нижней части и, наоборот, несколько большей полнотой в верхах нижнего апта. Указанные отложения были прослежены авторами вдоль правобережья Волги вплоть до г. Саратова (рис. 2).

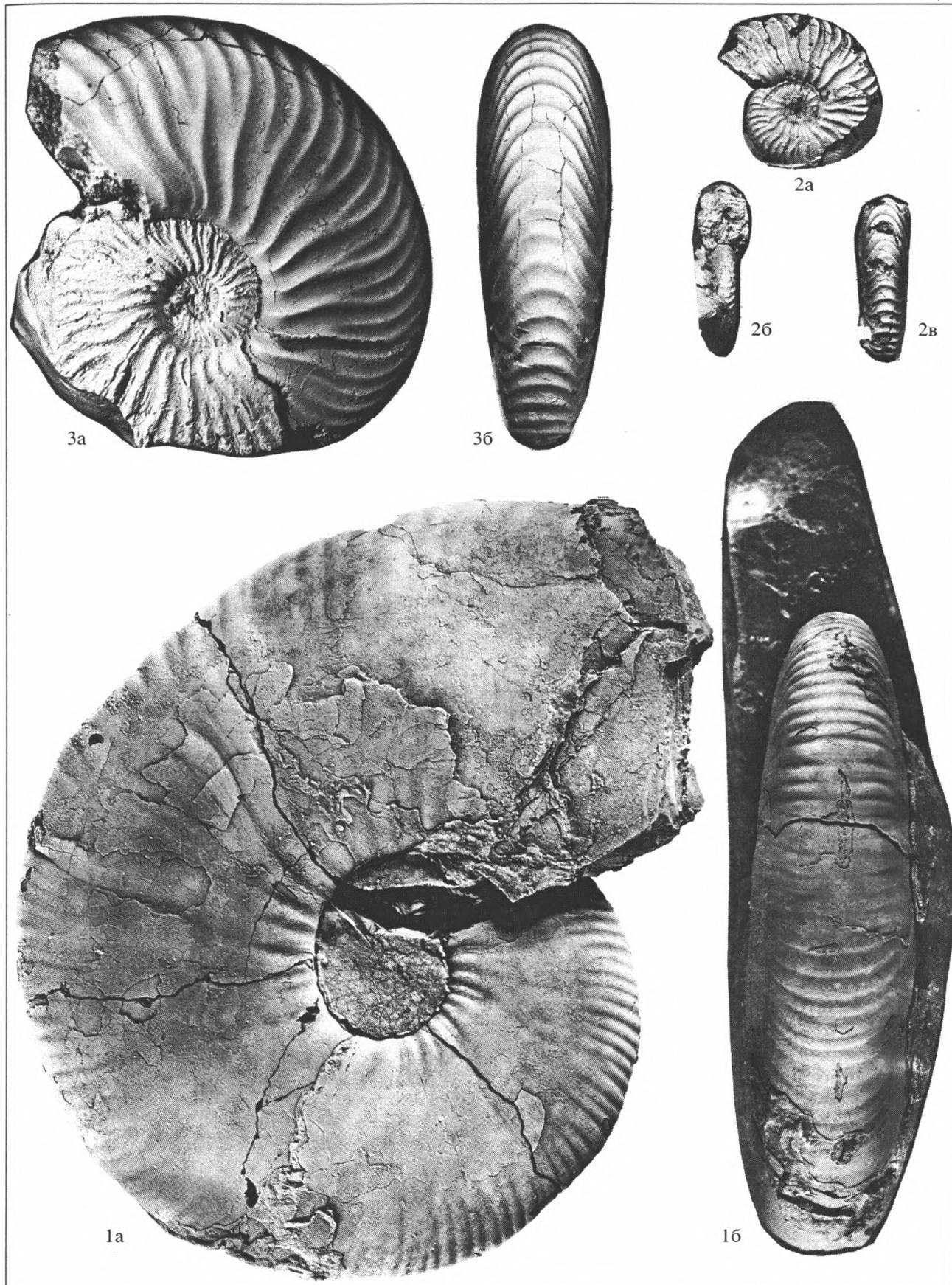
КОМПЛЕКСЫ АММОНИТОВ НИЖНЕГО АПТА УЛЬЯНОВСКО-САРАТОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

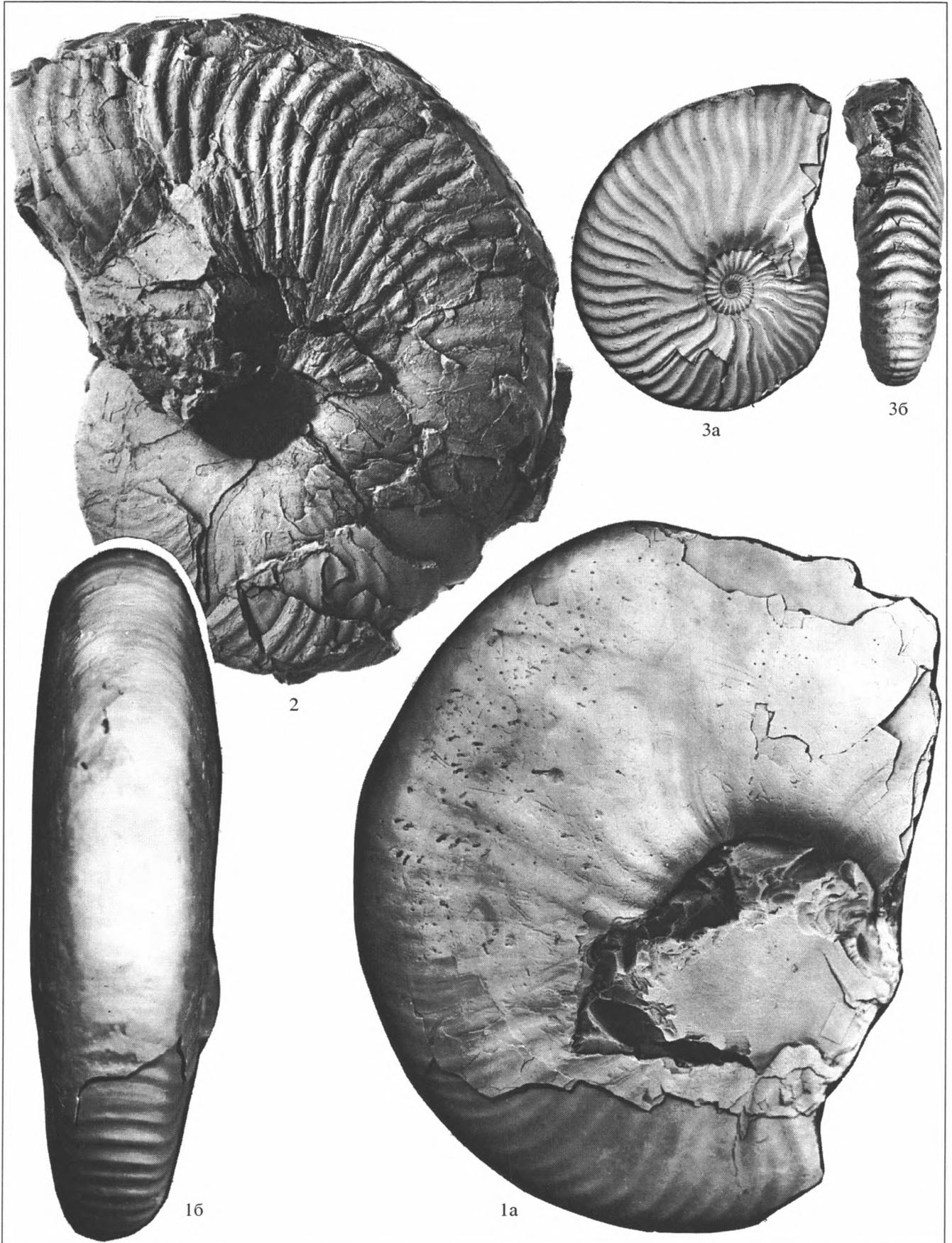
В пачке I аммониты не встречены, и ее стратиграфическое положение определяется на основании комплекса диноцист и по палеомагнитным

Зональные и характерные головоногие нижнего апта Среднего Поволжья (фототаблицы I–VI).

Во всех случаях, кроме особо оговоренных, размеры натуральные.

Фототаблица I. 1 – *Paradeshayesites callidiscus* (Casey, 1961). 24/96 МЗ МГУ: а – сбоку, б – со стороны устья. Ульяновская обл., с. Шиловка. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Ancyloceras matheronianum* (сборы В.М. Ефимова). 2 – *Deshayesites aff. bodei* (von Koenen, 1902). 21/96 МЗ МГУ: а – сбоку, б – со стороны устья, в – с брюшной стороны. Саратов, Соколова гора. Нижний апт, зона *Deshayesites tenuicostatus* (сборы Е.Ю. Барабошкина). 3 – *Deshayesites tenuicostatus* (von Koenen, 1902). 22/96 МЗ МГУ: а – сбоку, б – с брюшной стороны. Местонахождение и стратиграфическое положение те же (сборы Е.Ю. Барабошкина).





данным (Барабоскин и др., 1999). Первые редкие аммониты, определенные ранее как *Deshayesites forbesi* Casey (Baraboshkin, 1998), появляются в верхней части пачки II. Их переопределение, проведенное авторами совместно с Т.Н. Богдановой, привело нас к выводу, что эту форму следует называть *Deshayesites cf. tenuicostatus* (von Koenen, 1902). Как было показано Т.Н. Богдановой и И.А. Михайловой (1999), что согласуется и с точкой зрения Э. Кемпера (Kemper, 1995), более правильным является отнесение данного вида к роду *Deshayesites*, а не к *Prodeshayesites* (согласно Casey, 1960–1980 и 1961). Комплекс аммонитов с этого стратиграфического уровня становится богаче в районе г. Саратова, где в песчаных фациях встречаются: *Deshayesites tenuicostatus* (von Koenen, 1902) – табл. I¹, фиг. 3, *D. ex gr. tenuicostatus* (von Koenen, 1902), *D. bodei* (von Koenen, 1902) и *D. aff. bodei* (von Koenen, 1902) – табл. I, фиг. 2, *D. sp.* (рис. 3).

В пачке III ульяновского разреза встречен единственный образец *Deshayesites cf. tenuicostatus* (von Koenen, 1902). Верхняя часть этой пачки в Ульяновской области размыта, и в более полных разрезах в районе г. Хвалынска непосредственно ниже горючих сланцев пачки IV нами встречены *Deshayesites volgensis* Sasonova, 1958 и *D. sp.*

Пачка IV горючих сланцев (уровень “аптской плиты”) содержит многочисленных аммонитов: *Deshayesites gracilis* Casey, 1964 – табл. II, фиг. 3, *D. volgensis* Sasonova, 1958 – табл. III, фиг. 1, *D. forbesi* Casey, 1961 – табл. III, фиг. 2, *D. consobrinoides* (Sinzow, 1898), *D. saxbyi* Casey, 1964 – табл. IV, фиг. 2, *D. aff. vectensis* Spath, 1930, *D. sp.*, *Paradeshayesites imitator* (Glasunova, 1968), *Obsoleticeras levigatum* (Bogdanova, 1991) – табл. II, фиг. 1 и *Sinzovia trautscholdi* (Sinzow, 1870) – табл. V, фиг. 4. Здесь впервые появляются мелкие гетероморфные аммониты: *Volgoceratoides schilovkensis* I. Michailova et Baraboshkin, sp. nov. – табл. VI, фиг. 8–11, *Koeneniceras tenuiplicatum* (von Koenen, 1902) – табл. VI, фиг. 2–5, *K. rareplicatum* I. Michailova et Baraboshkin, sp. nov. – табл. VI, фиг. 12.

Из пачки V определены *Deshayesites multicostatus* Swinnerton, 1935, *D. consobrinoides* (Sinzow, 1898), *D. sp.*, *Paradeshayesites ssengillyensis* (Sasonova, 1958), *P. callidiscus* (Casey, 1961) – табл. I,

¹ Здесь и в дальнейшем указаны фототаблицы данной статьи.

фиг. 1, *P. topleyi* (Spath, 1930), *P. similis* (Bogdanova, 1991) – табл. IV, фиг. 1, *P. imitator* (Glasunova, 1968) – табл. III, фиг. 3 и многочисленные гетероморфные аммониты: *Ancyloceras matheronianum* d’Orbigny, 1842 – табл. VI, фиг. 7, *Lithancylus aff. grandis* (J. de C. Sowerby, 1829), *L. glebi* I. Michailova et Baraboshkin, 2001, *L. grandis* (J. de C. Sowerby, 1829), *L. igori* I. Michailova et Baraboshkin, 2001, *L. russiensis* I. Michailova et Baraboshkin, 2001 – табл. V, фиг. 2, *L. tirolensiformis* I. Michailova et Baraboshkin, 2001. Эти находки были сделаны в основном в верхней части пачки. Ранее предполагалось (Барабоскин и др., 1999), что в разрезе Ульяновска этому интервалу соответствует стратиграфический перерыв. Недавние находки *Ancyloceras matheronianum*, сделанные И.А. Шумилкиным и Г.Н. Успенским, подтверждают присутствие в данном разрезе интервала с *Ancyloceras*, однако мощность отложений в два раза меньше, чем в разрезе Сенгилей.

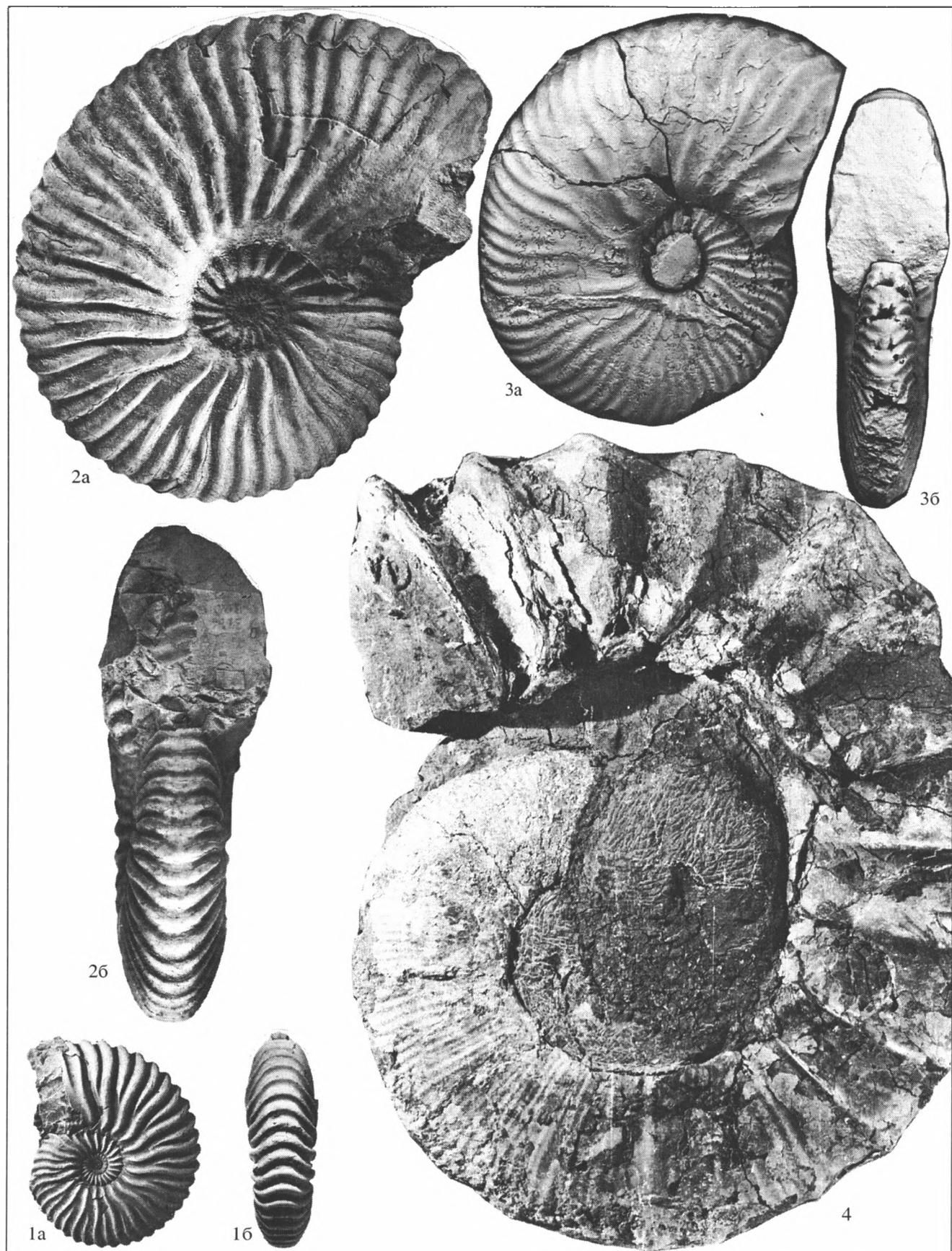
Пачка VI содержит как мономорфных деезитид, так и гетероморфных анцилоцератид. Комплекс семейства *Deshayesitidae* однороден для всей пачки и представлен *Deshayesites aff. rarecostatus* Bogdanova, Kvantaliani et Scharikadze, 1979, *D. sp.*, *Paradeshayesites ssengillyensis* (Sasonova, 1958). Кроме того, был встречен *Chelonicerias ex gr. cornuelianum* (d’Orbigny, 1841) – табл. IV, фиг. 3 и *Cymatoceras aff. bifurcatum* (Ooster, 1858) – табл. II, фиг. 2, *C. karakaschi* Shimansky, 1975, *C. cf. karakaschi* Shimansky, 1975.

Представители семейства *Ancyloceratidae* образуют два комплекса. Нижний содержит *Proaustraliceras tuberculatum* (Sinzow, 1870) – табл. V, фиг. 1 (= *Ancyloceras simbirskensis* Jasykow по Лагузен, 1874: с. 70, табл. VIII, фиг. 2; = *Australiceras simbirskense* (Sinzow, 1872) по Глазунова, 1973, Baraboshkin, 1998), “A.” *rossicum* (Sasonova, non Casey; = “*Crioceras gracile*”: Синцов, 1905), “A.” sp., *Proaustraliceras laticeps* (Sinzow, 1905), *Pseudoaustraliceras pavlowi* (Vassilievsky, 1908) – табл. V, фиг. 3, *Toxoceratoides sp.*

Верхний комплекс беднее и включает *Audouliceras renauxianum* (d’Orbigny, 1842) – табл. VI, фиг. 1, *Toxoceratoides royerianus* (d’Orbigny, 1842) – табл. VI, фиг. 6, *T. ex gr. royerianus* (d’Orbigny, 1842), *T. sp.*

Весьма вероятно, что “*Australiceras*” *articum*, “A.” *altum* А.Е. Глазуновой (1973) и установленные ею по работе И.Ф. Синцова (1905) “A.” *rossicum*, “A.” *solidum* и “A.” *jasykowi*, которые должны

Фототаблица II. 1 – *Obsoleticeras levigatum* (Bogdanova, 1991). 20/96 МЗ МГУ: а – сбоку, б – с брюшной стороны. Ульяновская обл., с. Криуши. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* (сборы Г.Н. Успенского, И.А. Шумилкина). 2 – *Cymatoceras aff. bifurcatum* (Ooster, 1858). 28/96 МЗ МГУ: сбоку. Ульяновская обл., г. Сенгилей. Нижний апт, зона *Deshayesites deshayesi* / *Audouliceras renauxianum* (сборы Г.Н. Успенского, И.А. Шумилкина). 3 – *Deshayesites gracilis* Casey, 1964. 25/96 МЗ МГУ: а – сбоку, б – с брюшной стороны. Ульяновская обл., с. Шиловка. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* (сборы В.М. Ефимова).



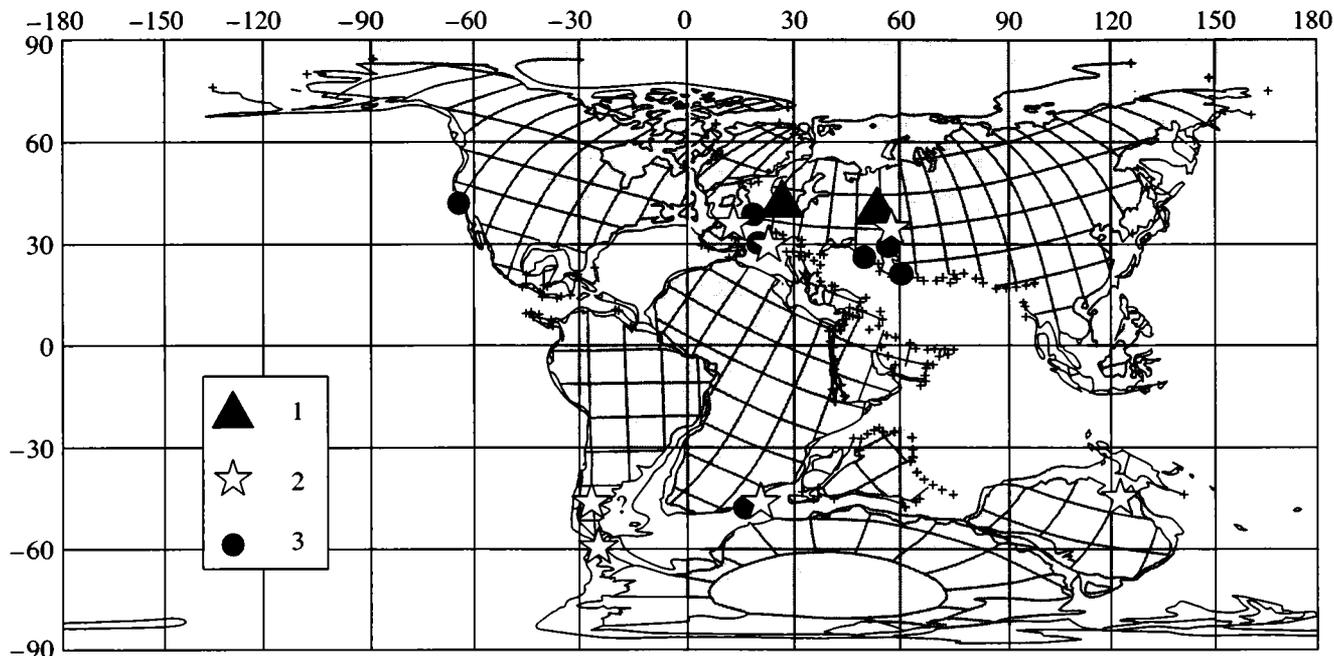


Рис. 4. Географическое распространение родов *Volgoceratoides* и *Koenenicerases* (1), *Lithancylus* (2) и *Audouliceras* (3). Цилиндрическая проекция, положение материков по Smith et al., 1981; контуры суши по Smith et al., 1994 и данным авторов.

быть включены в состав *Proaustraliceras*, могут характеризовать нижнюю часть пачки VI, но это предположение нуждается в дальнейшем изучении.

В южном направлении пачка VI становится более песчаной и в Саратовской области она представлена косослоистыми песками и песчаниками, содержащими лишь редких крупных *Deshayesites*, что указывает на жесткий фациальный контроль названных комплексов (рис. 2).

Пачка VII завершает нижнеаптскую последовательность и содержит редких гигантских аммонитов *Tropaeum* (*Tropaeum*) *bowerbanki* J. de C. Sowerby, 1837 – табл. III, фиг. 4, и *T. sp.* Она также опесчанивается в южном направлении.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА НИЖНЕГО АПТА СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

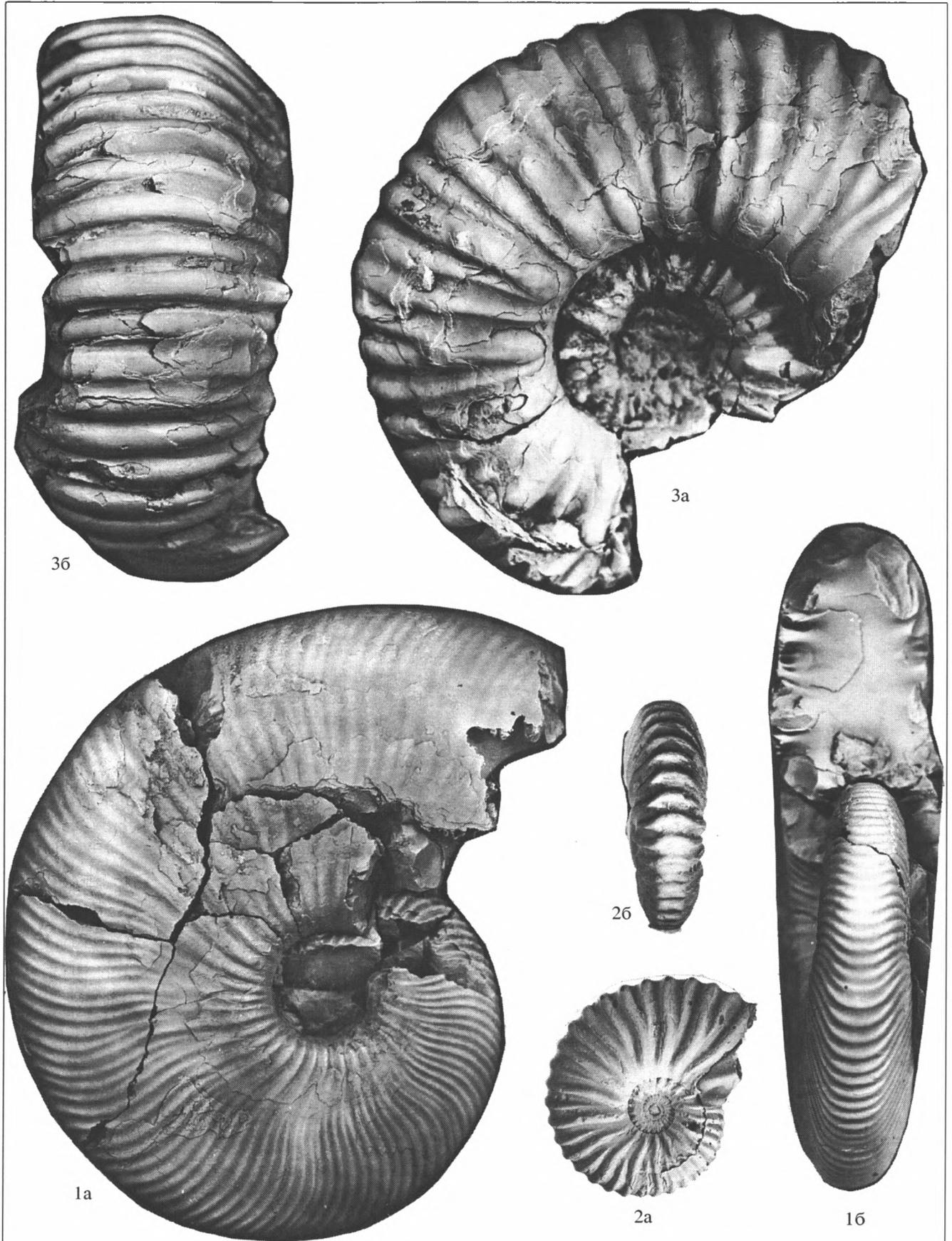
Благодаря новым детальным данным о распределении аммонитов в разрезах Среднего Поволжья, появилась возможность создания двух параллельных биостратиграфических схем, основанных на филогенетическом развитии представителей семейств *Deshayesitidae* и *Ancyloceratidae*. Подобные

схемы по нескольким причинам более предпочтительны, чем синтетические, обычно используемые для расчленения нижнего апта (Casey, 1960–1980, 1961; Casey et al., 1998, Kemper, 1967, 1995 и др.).

Различные группы аммонитов обитали в различных экологических (и батиметрических) условиях (Westermann, 1990; Bengtson, Kakabadze, 1999 и др.), что определило их достаточно жесткую фациальную приуроченность (в частности, Какабадзе, 1981). Это отчетливо видно при сравнении аммонитовых комплексов относительно глубоководных разрезов Ульяновского Поволжья, изобилующих представителями *Ancyloceratidae*, и мелководных разрезов Саратовского Поволжья, где гетероморфные аммониты почти не встречаются.

Распространение *Deshayesitidae* и *Ancyloceratidae* дополнительно контролировалось температурным фактором: *Deshayesites*, *Proaustraliceras*, *Ancyloceras*, *Volgoceratoides* и *Koenenicerases* обитали только в Северном Полушарии, в то время как *Audouliceras*, *Tropaeum* и *Lithancylus* встречены в обоих полушариях (Day, 1969; Klinger, Kennedy,

Фототаблица III. 1 – *Deshayesites volgensis* Sasonova, 1958. 30/96 МЗ МГУ: а – сбоку, б – с брюшной стороны. Ульяновская обл., с. Шиловка. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* (сборы Г.К. Кабанова). 2 – *Deshayesites forbesi* Casey, 1961. 2291/3390 ПИН РАН: а – сбоку, б – со стороны устья. Местонахождение и стратиграфическое положение те же (сборы К.А. Кабанова). 3 – *Paradeshayesites imitator* (Glasunova, 1968). 29/96 МЗ МГУ: а – сбоку, б – со стороны устья. Местонахождение то же. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Ancyloceras matheroni-aptum* (сборы В.М. Ефимова). 4 – *Tropaeum* (*Tropaeum*) *bowerbanki* J. de C. Sowerby, 1837. 13/96 МЗ МГУ: сбоку, х0.39. Ульяновск. Нижний апт, зона *Tropaeum bowerbanki* (сборы Е.Ю. Барабошкина).



1977; Какабадзе, 1981; Bengtson, Kakabadze, 1999), где они образуют два разобщенных ареала (рис. 4).

Пункты 1 и 2 определяют, что пространственно-временные ареалы различных филогенетических групп аммонитов различны. Это определяет провинциализм биостратиграфических зон, а также то, что при использовании экологически различных зональных форм в единой биостратиграфической шкале неизбежно либо их перекрытие, либо присутствие промежутков между смежными зонами.

Учитывая сказанное, для нижнего апта Среднего Поволжья мы предлагаем использовать две взаимоувязанные биостратиграфические схемы: для относительно мелководных отложений – основанную на развитии аммонитов семейства *Deshayesitidae*, и для относительно глубоководных, пелагических разрезов – основанную на развитии эпипредставителей семейства *Ancyloceratidae*.

Зональная схема, основанная на развитии семейства *Deshayesitidae*, нам представляется в следующем виде (табл. 2):

1. Зона *Deshayesites tenuicostatus* (пачка II и низы пачки III). Зона содержит комплекс аммонитов, близкий к комплексу зон *tenuicostatus* и *bodei* севера Германии (Kemper, 1967, 1995), но разделить ее на две подзоны пока не удастся. Зона может быть сопоставлена с зоной *fissicostatus* Англии (Casey, 1960–1980, 1961), однако ее корреляция с зональными схемами Туркмении, Северного Кавказа (Богданова, Михайлова, 1999) и ЮВ Франции (Delanoy, 1995) затруднена из-за отсутствия аналогичных видов-индексов.

2. Зона *Deshayesites volgensis* (верхи пачки III – пачка V). Английский вид *Deshayesites forbesi* Casey, 1961 очень близок *Deshayesites volgensis*, с которым ранее идентифицировался (Baraboshkin, 1998; Барабоскин и др., 1999). Не исключено, что при дальнейшем изучении первый вид будет включен в синонимичу *volgensis*, описанного И.Г. Сазоновой в 1958 г.

3. Зона *Deshayesites deshayesi* (пачка VI) выделяется нами на основании комплекса аммонитов, хотя сам вид-индекс встречен не был. В связи с этим скорее всего название данной зоны будет изменено впоследствии. Зона может сопоставляться с одноименной зоной Туркмении, Северного Кавказа (Богданова, Михайлова, 1999), Англии (Casey, 1960–1980, 1961; Casey et al., 1998), Германии (Kemper, 1995) и Франции (Delanoy, 1995).

Зональная схема, основанная на развитии семейства *Ancyloceratidae*, представляется нам следующим образом (табл. 2):

1. Зона *Volgoceratoides schilovkensis* (пачка IV). Представители родов *Volgoceratoides* и *Koeneniceras* известны из зоны *weissi* Германии (Koenen, 1902), соответствующей зоне *forbesi* Англии.

2. Зона *Ancyloceras matheronianum* (пачка V). *Lithancylus grandis* известен из зоны *Deshayesites deshayesi* Англии (Casey, 1960–1980). По последним данным *Lithancylus cf. grandis* вместе с *Ancyloceras cf. matheronianum* был встречен в подзоне *Deshayesites annelidus* зоны *forbesi* Англии (Casey et al., 1998), а *Ancyloceras matheronianum* встречается в зоне *weissi* ЮВ Франции (Delanoy, 1995). Это подтверждает распространение данных аммонитов вблизи границы *forbesi* / *deshayesi*.

3. Зона *Proaustraliceras tuberculatum* (нижняя часть пачки VII). Представители *Proaustraliceras* известны из верхней части подзоны *Deshayesites grandis* (зона *deshayesi*) Англии, из низов зоны *Tropaeum bowerbanki* (Casey et al., 1998) и из нижнего апта других регионов (Какабадзе, 1981).

4. Зона *Audouliceras renauxianum* (верхи пачки VII). *Audouliceras renauxianum* известен из нижнего апта ЮВ Франции (Thomel, 1964; Delanoy, 1995) и Кавказа (Какабадзе, 1981) без точной зональной привязки.

5. Зона *Tropaeum (Tropaeum) bowerbanki* (пачка VIII). Зональный вид-индекс характеризует одноименную зону *bowerbanki* Англии (Casey, 1960–1980, 1961, Casey et al., 1998).

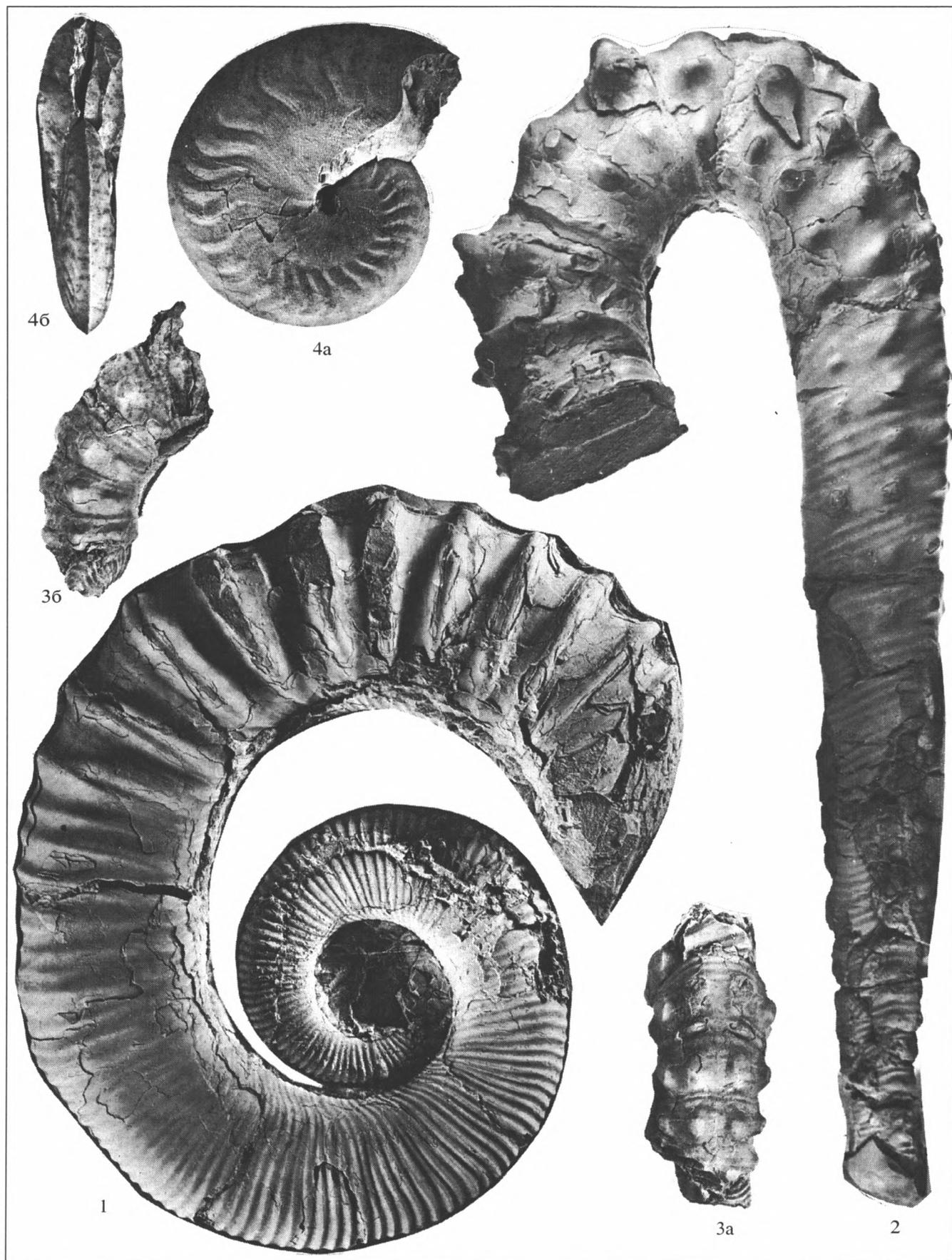
Как видно из приведенной схемы, для относительно глубоководных фаций Ульяновского Поволжья анцилоцератидная зональная схема является более детальной и легче опознаваемой, чем деэзитидная.

В заключение приводится описание новых родовых и видовых таксонов. Материал хранится в Музее землеведения Московского государственного университета (МЗ МГУ, коллекция № 96) и в Палеонтологическом музее РАН (ПИН РАН, коллекция № 3390). Основные измерения аммоноидей и их обозначения показаны на рис. 5. Кроме того, в таблицах измерений приведены: α_1 – угол между ребрами и линией ствола, α_3 – угол между ветвями ребер. При описании лопастных линий используются обозначения лопастей по В.Е. Ружен-

Фототаблица IV. 1 – *Paradeshayesites similis* (Bogdanova, 1991). 23/96 МЗ МГУ: а – сбоку, б – со стороны устья. Ульяновская обл., г. Сенгилей. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Ancyloceras matheronianum* (сборы Г.Н. Успенского, И.А. Шумилкина). 2 – *Deshayesites saxbyi* Casey, 1964. А/3390 ПИН РАН: а – сбоку, б – с брюшной стороны. Ульяновская обл., с. Шиловка. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* (сборы К.А. Кабанова). 3 – *Chelonicerias ex gr. comuelianum* (d'Orbigny, 1841). 27/96 МЗ МГУ: а – сбоку, б – с брюшной стороны. Ульяновская обл., г. Сенгилей. Нижний апт, зона *Deshayesites deshayesi* / *Audouliceras renauxianum* (сборы Г.Н. Успенского, И.А. Шумилкина).

Таблица 2. Зональное расчленение и корреляция нижнего апта Ульяновского Поволжья, Англии и Германии

Ярус	Подъярус	Casey, 1961; Casey et al., 1998 Англия		Kemper, 1995 Германия	Varaboshkin, 1998, Барабош- кин и др., 1999 г. Ульяновск	Данная работа, Ульяновская область						
		Зона	подзона	зона	зона	зона						
						Deshayesitidae	Ancyloceratidae					
Аптский	Средний (часть)	Chelonicerases martinioides (часть)	Epicheloniceras debile	Tropaeum drewi + Tropaeum tenuinodosum	Aconeceras nisus	Aconeceras nisus						
	Нижний	Tropaeum (Tropaeum) bowerbanki	Chelonicerases meendorffi	Tropaeum bowerbanki + Dufrenoyia furcata	Tropaeum bowerbanki		Tropaeum bowerbanki					
			Dufrenoyia transitoria									
		Deshayesites deshayesi	Deshayesites grandis	Deshayesites deshayesi ?	Deshayesites grandis	Deshayesites deshayesi	Deshayesites deshayesi	Audouliceras renauxianum				
			Chelonicerases parinodum								Proaustralicerases tuberculatum	
		Deshayesites forbei	Deshayesites annelidus		Deshayesites deshayesi ?	слои с Deshayesites consobrinoides	Deshayesites deshayesi	Deshayesites volgensis	Ancyloceras matheronianum			
			Deshayesites callidiscus									
			Deshayesites kiliani									
			Deshayesites fittoni									Volgoceratoides schiloivkensis
	Prodeshayesites fissicostatus	Prodeshayesites obsoletus	Deshayesites tenuicostatus		Deshayesites forbesi	Deshayesites tenuicostatus						
Prodeshayesites bodei		Deshayesites bodei	?		?							
Барремский	Верхний	Вельд		Parancyloceras bidentatum	Oxyteuthis lahuseni	Oxyteuthis lahuseni						



ставлена на стволе простыми ребрами с двумя рядами бугорков – боковым и брюшным, на крючке ребра двураздельные и интеркалирующие.

Лопастная линия (рис. 6) простая, что обусловлено малыми размерами раковин *Volgoceratoides*. Двураздельная вентральная лопасть осложнена двумя боковыми зубцами. Остальные три лопасти – умбиликальная (U), внутренняя (I) и дорсальная (D) – трехраздельные и почти симметричные. Наиболее крупная (широкая и глубокая) умбиликальная лопасть, а внутренняя – наиболее мелкая. Седла двураздельные, наружное седло (V/U) – асимметричное.

Состав. *Volgoceratoides schilovkensis* I. Michailova et Baraboshkin, sp. nov., *V. biplicatum* (von Koenen, 1902).

Сравнение. От *Toxoceratoides* и близкого *Helicanyulus* данный род отличается отсутствием утолщенных трехбугорчатых ребер и наличием двураздельных ребер на крючке.

Из других мелких гамуликонов он ближе всего к верхнебарремскому тетическому роду *Hamulinites* (в особенности к группе “*Eoleptoceras* (Tzankovicerus) tzankovi Manolov, 1962” = *Hamulinites parvulus* согласно Vasicek, Wiedmann, 1994), от которого *Volgoceratoides* отличается меньшими размерами крючка, характерным ветвлением ребер на перегибе крючка и присутствием двух рядов бугорков на ребрах как в конце спиральной части, так и на стволе. Последний признак в какой-то мере сближает *Volgoceratoides* с родом *Karstenites*, который спирально свернут на ранних стадиях и не имеет крючка.

Род *Hamiticeras* (в особенности вид *H. pilsbryi* Anderson) также близок к рассматриваемому роду, но четко отличается чередованием на стволе толстых бугорчатых и тонких не бугорчатых ребер.

Нахождение рода *Volgoceratoides* в разрезах Поволжья (район Ульяновска) и Германии позволяет более определенно судить о его происхождении: морфологически близкими к нему являются верхнебарремские *Parancyloceras*, эндемики северной Европы.

Распространение. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* Русской плиты (Среднее Поволжье), зона *Deshayesites weissii* Германии.

*Volgoceratoides schilovkensis*³
I. Michailova et Baraboshkin, sp. nov.

Табл. VI, фиг. 8–11

Голотип – 2478/3390 ПИН РАН, правый берег р. Волги, Ульяновский район, около с. Шиловка; нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis*.

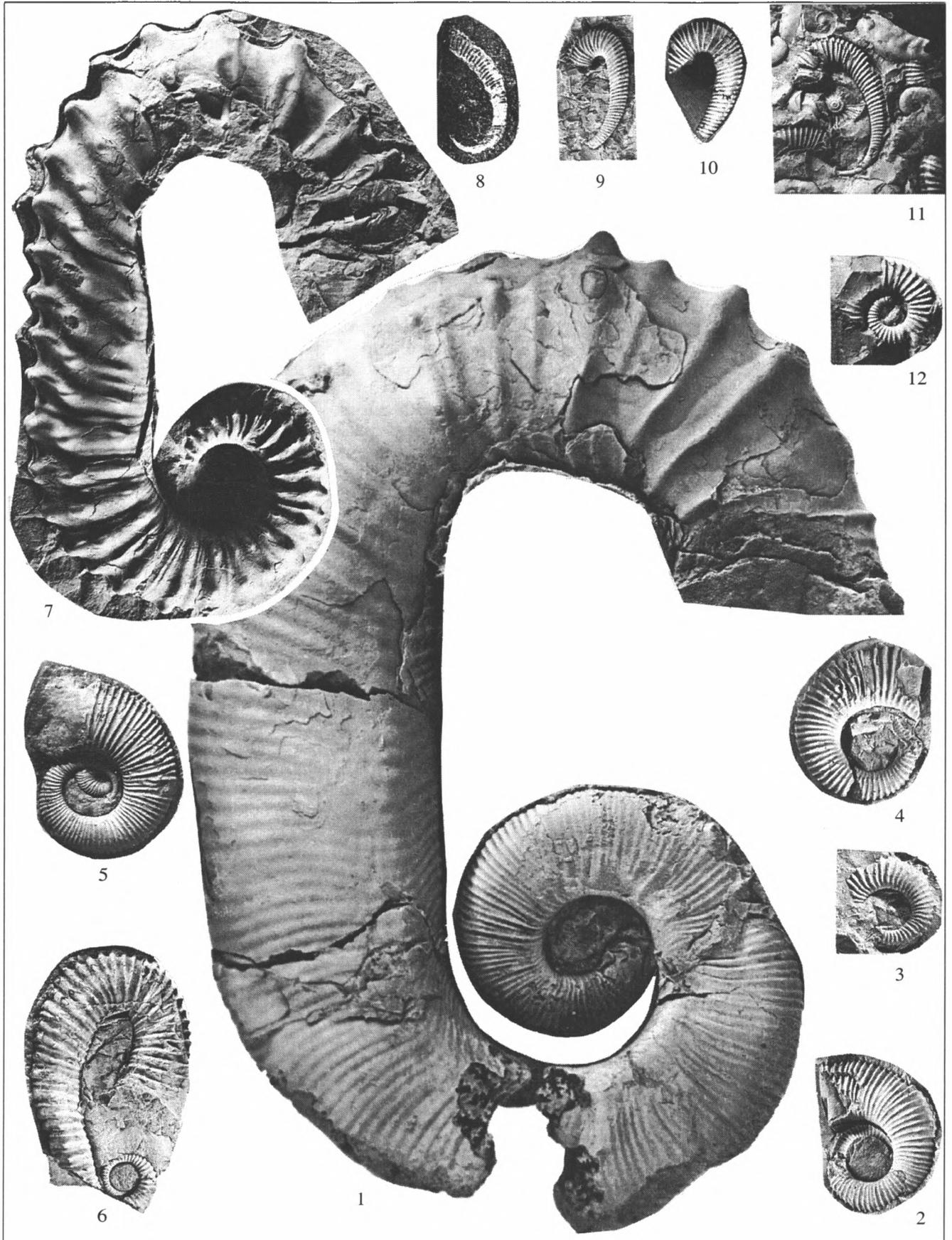
Материал. 7 почти полных экземпляров, один экземпляр без крючка, один отпечаток и несколько фрагментов.

Описание. Раковина мелкая (высота около 30 мм), симметричная, дугообразная, завершающаяся крючком, представленная тремя морфогенетическими стадиями. Ранняя стадия (высота раковины 10–15 мм) имеет форму дуги (широко развернутая спираль), средняя – сравнительно короткий ствол и поздняя – крючок. Жилая камера занимает среднюю часть ствола и крючок. Сечение округло-шестиугольное с наибольшим уплощением на брюшной стороне. Протококс и первый оборот не наблюдались.

Скульптура отчетливо проявляется при высоте ствола более 2 мм. На развернутой спиральной части она представлена еле различимыми, редко расположенными одиночными ребрами. С момента появления и на протяжении всего ствола скульптура представлена частыми одиночными ребрами с двумя рядами мелких бугорков: брюшным и боковым. На брюшной стороне ребра между бугорками ослаблены, но не прерываются. Только в области перегиба крючка они разделяются на две ветви. Точка ветвления расположена, как правило, на середине боковой стороны или (реже) на перегибе от спинной стороны к боковой. На спинной стороне ребра слабо изгибаются назад, сильно понижаются и в начале ствола прерываются.

³ Вид назван по с. Шиловка (Ульяновская область).

Фототаблица V. 1 – *Proaustraliceras tuberculatum* (Sinzow, 1872). 2563/3390 ПИН РАН: сбоку, х0.7. Ульяновск. Нижний апт, зона *Deshayesites deshayesi* / *Proaustraliceras tuberculatum* (сборы К.А. Кабанова). 2 – *Lithancyclus russiensis* I. Michailova et Baraboshkin, 2001. 15/96 МЗ МГУ, голотип: сбоку, х0.7. Ульяновская обл., г. Сенгилей. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Ancyloceras matheronianum* (сборы Г.Н. Успенского, И.А. Шумилкина). 3 – *Pseudoaustraliceras pavlowi* (Vassiliewski, 1908). 2506/3390 ПИН РАН: а – с брюшной стороны, б – сбоку. Ульяновск, Соловьев овраг. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Ancyloceras matheronianum* (сборы К.А. Кабанова). 4 – *Sinzovia trautscholdi* (Sinzow, 1870). 1665/3390 ПИН РАН: а – сбоку, б – со стороны устья. Ульяновская обл., с. Шиловка. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* (сборы К.А. Кабанова).



Размеры в мм и углы в градусах (принятые сокращения измерений см. в объяснениях к рис. 5).

№ экз.	Вр	вс*	вс	шс	вп	шп	вк	шк	α_1	α_3	δ
1/96	28	2	4.5		5.5		6		15	12	70
2/96			5.2	5.1	6	7	6.5	6.6	15	13	70
2478/3390 Голотип	<23	2	4.3		5		5.5		15	12	65
2480/3390			4.5	4	5.3		6		13	12	70
3/96			4.3		5				15	12	70
4/96					5	6			15	13	

Лопастная линия дана при описании рода.

Сравнение. Экземпляры, подобные нашим, изображены в работе А. фон Кенена под названием *Ancyloceras biplicatum* (Koenen, 1902: S. 379, Taf. XLI, fig. 2a–b, 8a–b). Г. Клиндер и В. Кеннеди (Klinger, Kennedy, 1977) рассматривали вид *biplicatum* в составе рода *Toxoceratoides*. М. Агир Уррета (Aguirre Urreta, 1986) условно отнесла данный вид к тому же роду, особо подчеркнув это (р. 296). К сожалению, образцы А. фон Кенена не сохранились, а на изображении они представлены только фрагментами крючка и не дают полного представления о виде *Volgoceratoides biplicatum*. Из описания следует, что у данного вида имеется лишь один ряд бугорков. Сравнивая с нашими, значительно более полными экземплярами, это становится понятным: боковые бугорки у *Volgoceratoides schilovkensis* исчезают, не доходя до начала крючка. Кроме того, на экземплярах А. фон Кенена передняя ветвь двураздельных ребер на крючке существенно выгнута вперед.

Распространение. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* Среднего Поволжья, встречен в разрезах окрестностей г. Ульяновска и с. Шиловки.

Р о д *Koeneniceras*⁴ I. Michailova et Baraboshkin, gen. nov.

Ancyloceras (pars) – Koenen A. von 1902, S. 331

Типовой вид – *Ancyloceras tenuiplicatum*: von Koenen, 1902, нижний апт, зона *Deshayesites weissii*, Северная Германия, Кастендамм.

Диагноз. Мелкие криоконны, имевшие плоско-спиральную слабо асимметричную раковину с несомкнутыми оборотами (макроконхи) или сомкнутыми на средних стадиях (микроконхи). Поперечное сечение округло-шестиугольное до почти круглого. Первый оборот и начальная камера неизвестны, но судя по небольшой (менее 0.5 мм) высоте сечения начальной части спирали, можно допустить, что она сформирована непосредственно после первого оборота. Жилая камера занимает около половины оборота. Скульптура представлена простыми и, реже, двураздельными ребрами, а также редкими пережимами. Ребра несут два ряда бугорков, из которых четко выражены брюшные, а нижнебоковые присутствуют только на ранних оборотах. У двураздельных ребер ветвление происходит вблизи пупкового перегиба. На брюшной стороне ребра не прерываются.

⁴ Назван в честь немецкого палеонтолога А. фон Кенена.

Фототаблица VI. 1 – *Audouliceras renauxianum* (d'Orbigny, 1842). 31/96 МЗ МГУ: сбоку. Ульяновская обл., г. Сенгилей. Нижний апт, зона *Deshayesites deshayesi* / *Audouliceras renauxianum* (сборы Г.Н. Успенского, И.А. Шумилкина). 2–5 – *Koeneniceras tenuiplicatum* (v. Koenen, 1902). 2 – 5/96 МЗ МГУ: сбоку. Ульяновская обл., сел. Шиловка. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* (сборы Г.К. Кабанова). 3 – 6/96 МЗ МГУ: сбоку. Местонахождение и стратиграфическое положение те же (сборы В.М. Ефимова). 4 – 2474/3390 ПИН РАН: сбоку. Местонахождение и стратиграфическое положение те же (сборы Г.Н. Успенского, И.А. Шумилкина). 5 – 37/96 МЗ МГУ: сбоку. Местонахождение и стратиграфическое положение те же (сборы Г.Н. Успенского, И.А. Шумилкина). 6 – *Toxoceratoides royerianus* (d'Orbigny, 1842). 2510/3390 ПИН РАН: сбоку. Ульяновская обл., г. Сенгилей. Нижний апт, зона *Deshayesites deshayesi* / *Audouliceras renauxianum* (сборы К.А. Кабанова). 7 – *Ancyloceras matheronianum* d'Orbigny, 1842. 12/96 МЗ МГУ: сбоку. Ульяновская обл., г. Новоульяновск. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Ancyloceras matheronianum* (сборы В.А. Кривошеева). 8–11 – *Volgoceratoides schilovkensis* I. Michailova et Baraboshkin, sp. nov., 8 – 2481/3390 ПИН РАН: сбоку. Ульяновская обл., сел. Шиловка. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* (сборы К.А. Кабанова). 9 – 2478/3390 ПИН РАН, голотип: сбоку. Местонахождение и стратиграфическое положение те же (сборы К.А. Кабанова). 10 – 2/96 МЗ МГУ: сбоку. Местонахождение и стратиграфическое положение те же (сборы В.М. Ефимова). 11 – 1/96 МЗ МГУ: сбоку. Местонахождение и стратиграфическое положение те же (сборы Г.Н. Успенского, И.А. Шумилкина). 12 – *Koeneniceras gareplicatum* I. Michailova et Baraboshkin, sp. nov., 33/96 МЗ МГУ: сбоку. Ульяновская обл., с. Шиловка. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* (сборы В.М. Ефимова).

Лопастная линия (рис. 6). Все лопасти, кроме брюшной, трехраздельные. Брюшная лопасть (V) неглубокая, слабо асимметричная; наиболее глубокая умбиликальная лопасть (U) асимметрична, с неравновеликими боковыми зубцами, небольшая внутренняя лопасть (I) и узкая удлиненная спинная лопасть (D). Седла двураздельные, наружное седло (V/U) с неравными ветвями.

Состав: *Koenenicerias tenuiplicatum* (von Koenen, 1902), *K. rareplicatum* sp. nov.

Сравнение и замечания. Насколько нам известно, на вид *tenuiplicatum* von Koenen, 1902 ранее никто не ссылался. Судя по фрагментам, изображенным Кененом, а также по поволжскому материалу лучшей сохранности, можно утверждать, что данный род отличается от всех известных.

Наиболее близок готеривский род *Aegoscioceras*, эндемик Северной Европы, который отличается более крупными размерами, меньшей скоростью возрастания высоты оборотов, реже расставленными ребрами, присутствием только вентролатеральных бугорков и их ранним исчезновением. Не исключено, что именно *Aegoscioceras* могли быть предковыми формами для *Koenenicerias*.

Род *Nemihoplites* также несколько напоминает данный род, но отличается от него более быстрым смыканием оборотов.

Распространение. Нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis* Русской плиты (Среднее Поволжье), зона *Deshayesites weissii* Германии.

Koenenicerias tenuiplicatum (von Koenen, 1902)

Табл. VI, фиг. 2–5

Ancyloceras? cf. *brevispina*: von Koenen, 1902, S. 365, Taf. XL, fig. 4

Ancyloceras tenuiplicatum: von Koenen, 1902, S. 377, Taf. XLV, Fig. 11; Taf. LIII, Fig. 5

Лектотип - экземпляр, изображенный на Taf. LIII, Fig. 5 (Koenen, 1902), нижний апт, зона *Deshayesites weissii*, Северная Германия, Кастендамм.

Материал. 8 почти полных экземпляров хорошей сохранности и один крупный отпечаток.

Описание. Раковина небольшая криоцератидная (D до 40–50 мм), слабо асимметричная. Поперечное сечение округло-шестиугольное, слабо вытянутое в высоту и слабо уплощенное на вентре. Ребра частые, одиночные, крайне редко (до 1–5 на оборот) двураздельные, пересекающие вентральную сторону с некоторым понижением. На ранних оборотах присутствуют две пары уплощенных бугорков – вентролатеральные, исчезающие с возрастом, и вентральные. Пережимы редки. Различаются микро- и макроконхи.

Макроконхи имеют наиболее крупные размеры и заметно преобладают по численности. Обороты не соприкасаются, скульптура появляется относительно поздно; бугорки выражены менее рельефно, чем у микроконхов. У одного экземпляра (10/96) на поздних стадиях бугорки практически не видны.

Микроконхи имеют сокращенную стадию со слабо развитой скульптурой. Обороты прекращают соприкасаться при D = 20 мм. Ребра несколько более грубые и несут бугорки, более развитые, чем у макроконхов.

Размеры в мм и углы в градусах

№ экз.	Д	Дп	в	рмо	ш	α_1	α_3
2474/3390	29	12.7	11.4	1	12	-10	5
2297/3390	35	14	12	1.5		-5	
5/96	31	13	11.5	1	8	-10	-5
6/96	~19	9	6		~6	-15	
7/96	13	8	4.4		4	-5	
8/96	20	9	9		8.5	-10	-5
9/96	20.5	8	7		8	-15	
11/96	24.5	11.5	9		7	-5	5
10/96	27.7	11	10.5	2	8	-10	-5

Лопастная линия приведена при описании рода.

Сравнение. Отличается от *Koenenicerias rareplicatum* sp. nov. частой ребристостью.

Замечания. Из экземпляров "*Ancyloceras tenuiplicatum*", изображенных в работе А. фон Кенена (S. 377, Taf. XLV, Fig. 11; Taf. LIII, Fig. 5) в качестве лектотипа предлагается избрать экземп-

ляр на табл. LIII, фиг. 5 в силу того, что экземпляр на табл. XLV, фиг. 11, вероятно, имеет повреждение роста. К сожалению, типовой материал фон Кенена в коллекции в музее университета г. Геттингена нами не был найден.

Распространение. Как у рода *Koeneniceras*.

*Koeneniceras rareplicatum*⁵
I. Michailova et Varaboshkin, sp. nov.

Табл. VI, фиг. 12

Ancyloceras cf. *tenuiplicatum*: von Koenen: 1902, S. 379, Taf. LIII, Fig. 4

Голотип – 33/96 МЗ МГУ, правый берег р. Волги, Ульяновский район, с. Шиловка, нижний апт, зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis*.

Материал. Один полный экземпляр хорошей сохранности (микроконх).

Описание. Раковина небольшая эволютная, слабоасимметричная. Поперечное сечение округло – шестиугольное. Одиночные ребра, рельефные, широко расставленные; на обороте может присутствовать двураздельное ребро. Все ребра пересекают вентральную сторону с заметным понижением. На ранних оборотах присутствуют две пары мелких бугорков – вентролатеральные и вентральные, исчезающие с возрастом.

По аналогии с типовым видом, экземпляр, имеющийся в нашей коллекции, должен быть отнесен к микроконхам: его обороты соприкасаются, а ребристость достаточно грубая.

Размеры в мм и углы в градусах.

№ экз.	Д	Дп	в	ш	α_1	α_3
33/96	16	7	5.5	6	-10	5
Голотип						

Лопастная линия не наблюдалась.

Сравнение. Дано выше, при описании вида *K. tenuiplicatum* von Koenen. Экземпляр “*Ancyloceras* cf. *tenuiplicatum*” (Koenen, 1902, Taf. LIII, Fig. 4) отличается от нового вида *tenuiplicatum* медленно возрастающими в высоту оборотами и редкими ребрами. По аналогии с типовым видом его можно рассматривать как макроконх нового вида.

Распространение. Как у рода *Koeneniceras*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрезы нижнего апта Среднего Поволжья являются уникальными по своей полноте и палеонтологической охарактеризованности. Благодаря тщательному изучению этих отложений и послойным сборам фауны аммонитов появилась

возможность разработки принципиально новой биостратиграфической схемы нижнего апта Русской плиты, сопоставимой по своей детальности с аналогичными схемами Туркменистана, Великобритании и Германии. В отличие от этих регионов, нами для Среднего Поволжья предлагается схема, основанная на развитии двух параллельных групп аммонитов: мономорфных неритических *Deshayesitidae* и гетероморфных полупланктонных и, возможно, бентопелагических *Ancyloceratidae*. Это позволяет коррелировать стратиграфические шкалы как мелководных частей бассейна, так и относительно глубоководных, эпипелагических.

Впервые на этой территории выделена зона *Deshayesites tenuicostatus*, содержащая комплекс аммонитов, близкий таковому из одноименной зоны севера Германии, что коренным образом меняет наши представления о направлении морской трансгрессии и миграции фауны в начале апта.

Если ранее отложения нижнего апта Поволжья почти полностью относили к зоне *Deshayesites deshayesi*, то сейчас можно утверждать, что большая часть разреза, включая горизонт сланцев, охарактеризована разнообразным комплексом аммонитов зоны *Deshayesites volgensis*. Видовой состав деезитов этой зоны во многом сходен с комплексом зоны *Deshayesites forbesi* Великобритании. Более того, сам английский вид-индекс *forbesi* очень близок виду *volgensis*. Если в дальнейшем будет доказана идентичность этих форм, то вид *forbesi* будет переведен в категорию младшего синонима *Deshayesites volgensis*.

Проведенная ревизия комплексов головногих резко расширила наши представления о родовом и видовом разнообразии аммоноидей в нижнем апте Русской плиты. Ранее из гетероморфных аммонитов для этой территории указывались только *Ancyloceras*, *Tropaeum* и *Australiceras*. В настоящее время этот список существенно расширен: *Volgoceratoides*, *Koeneniceras*, *Ancyloceras*, *Lithancylus*, *Pseudoaustraliceras*, *Proaustraliceras*, *Audouliceras*, *Toxoceratoides*, *Tropaeum*, а также ряд новых форм, изучение которых не завершено.

Существенно расширен список представителей *Deshayesitidae*: *Deshayesites*, *Paradeshayesites* и *Obsoleticeras*; впервые из Ульяновского Поволжья изображены крайне редкие *Chelonicerases*. Уникальными являются находки наутилоидей рода *Cumatoceras*, ранее не встреченные на Русской плите и показывающие, что максимальные глубины раннеаптского бассейна, видимо, приходились на зональный момент *Audouliceras gepauxianum*.

Мы благодарны ульяновским коллегам И.А. Шумилкину, Г.Н. Успенскому, В.М. Ефимову, В.А. Кривошееву, Г.К. Кабанову (ПИН РАН) за передачу ценных образцов и за возможность ознакомления с личными коллекциями, Т.Н. Бог-

⁵ Название от лат. *rarus* – редкий и *plicatilis* – складывающийся, складной.

дановой (ВСЕГЕИ) за плодотворное сотрудничество при изучении аммонитов Поволжья, д-ру Г. Янке (H. Jahnke., Universitaet Goettingen) за помощь в работе с коллекцией А. фон Кенена. Фотографии головоногих выполнены В.А. Антоновой и А.В. Мазиным (ПИН РАН). Авторы признательны РФФИ (гранты № 00-05-64738, 01-05-64641, 01-05-64642, 02-05-79040), DAAD (ref. 325) и ФЦП "Интеграция" за финансовую поддержку работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Лееревельд Х., Дундин И.А.* К стратиграфии аптского яруса Ульяновского Поволжья // Тр. НИИ геологии СГУ. 1999. Нов. сер. Т. 1. С. 44–64.
- Богданова Т.Н.* Новые виды аммонитов из нижнего апта Туркмении // Ежегод. Всес. палеонт. о-ва. 1991. Т. XXXIV. С. 77–98.
- Богданова Т.Н., Кванталиани И.В., Шарикадзе М.З.* Некоторые раннеаптские дегезиты Центрального Дагестана // Geol. Balcan. 1979. V. 9. № 3. С. 3–12.
- Богданова Т.Н., Михайлова И.А.* Происхождение и развитие семейства *Deshayesitidae* (Ammonoidea) // Палеонтол. журн. 1999. № 5. С. 48–56.
- Васильевский М.М.* Заметка о пластах с *Douvilleiceras* в окрестностях города Саратова // Тр. геол. музея им. Петра Великого. 1908. Т. II. Вып. 2. С. 29–53.
- Глазунова А.Е.* О нижнемеловых отложениях Ульяновского Поволжья и находке раннеальбского аммонита близ Саратова // Тр. ВНИГНИ. 1961. Вып. 29. С. 28–35.
- Глазунова А.Е.* Новые находки меловых аммонитов на Русской платформе // Тр. ВСЕГЕИ. 1967. Нов. сер. Т. 129. Биострат. сб. Вып. 5. С. 156–165.
- Глазунова А.Е.* Новые меловые аммониты Поволжья и Заволжья // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Вып. 2. Ч. 1. М.: Недра, 1968. С. 511–520.
- Глазунова А.Е.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Нижний мел. М.: Недра, 1973. 324 с.
- Какабадзе М.В.* Анцилоцератиды юга СССР и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР, 1981. Нов. сер. Вып. 26. 196 с.
- Лагузен И.И.* Об окаменелостях Симбирской глины // Зап. Имп. СПб. Минералог. о-ва. 1874. Ч. 9. С. 33–77.
- Михайлова И.А., Барабошкин Е.Ю.* Первые находки рода *Lithancylus* Casey, 1960 (Ammonoidea, Ancyloceratidae) в нижнем апте Ульяновского Поволжья // Палеонтол. журн. 2001. № 4. С. 32–42.
- Никитин С.Н.* Из поездок по Западной Европе // Изв. Геол. ком. 1889. Т. 7. С. 361–408.
- Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 30 с.
- Сазонова И.Г.* Стратиграфия аптских отложений центральных областей Русской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 29. № 4. С. 97–100.
- Сазонова И.Г.* Стратиграфия и палеогеография аптских отложений центральных областей Русской платформы // Тр. Всес. совещ. по разраб. унифицир. схемы стратигр. мезозойск. отл. Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1956. С. 227–229.
- Сазонова И.Г.* Меловая система, нижний мел, нижнемеловая эпоха // Геол. строение центр. обл. Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 176–184, 280–284.
- Сазонова И.Г.* Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы // Мезозойские и третичные отложения центр. обл. Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1958. С. 51–184.
- Сазонова И.Г.* Унифицированная схема стратиграфии нижнемеловых отложений Русской платформы (проект) // Тр. ВНИГНИ. 1961. Т. 5. Вып. 29. С. 5–28.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т.* Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГНИ. Вып. 62. 1967. 260 с.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т.* Схема стратиграфии нижнего мела Восточно-Европейской платформы (Русская суббореальная провинция) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 49–65.
- Синцов И.* Геологический очерк Саратовской губернии // Зап. Имп. СПб. Минералог. о-ва. 1870. Сер. 2. Ч. 5. С. 1–55.
- Синцов И.* Об юрских и меловых окаменелостях Саратовской губернии // Материалы для геологии России. 1872а. Т. 4. С. 1–129.
- Синцов И.* Геологические заметки о Симбирской губернии // Зап. Имп. СПб. Минералог. о-ва. 1872б. Т. 7.
- Синцов И.* Дополнительная заметка к статье "Геологический очерк Саратовской губернии". Новороссийск, 1873. С. 1–38.
- Синцов И.* Отчет об экскурсиях, произведенных в 1874 году в губерниях Саратовской и Самарской // Зап. Имп. Новороссийского ун-та. 1875. Т. 16. С. 1–25.
- Синцов И.* Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1886 году в губерниях Саратовской и Пензенской // Изв. Геол. ком. 1887. Т. 4. № 1. С. 1–6.
- Синцов И.* О некоторых развернутых формах аммонитид из верхнего неокома России // Материалы для геологии России. 1905. Т. 22. Вып. 2. С. 291–332.
- Шиманский В.Н.* Меловые наутилоидеи // Тр. палеонтол. ин-та, 1975. Т. 150. С. 208.
- Языков П.* Краткое обозрение мелового образования Симбирской губернии // Горный журн. 1832. Ч. 1. № 5. С. 155–183.
- Aguirre Urreta M.B.* Aptian ammonites from the Argentinian Austral Basin. The subfamily *Helicancylinae* Hyatt, 1894 // Ann. S. Afr. Mus. 1986. V. 96. P. 271–314.
- Baraboshkin E.Y.* The new data on the Aptian zonation in the Ulyanovsk (Simbirsk) region, Russian Platform // Zbl. Geol. Palaeontol. 1998. T. 1. Hf. 11/12. S. 1131–1147.
- Bengtson P., Kakabadze M.V.* Biogeography of Cretaceous ammonites – a review of procedures and problems // N. Jb. Geol. Palaeontol. 1999. Bd. 212. Hf. 1–3. P. 221–239.
- Casey R.* A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand // Paleontogr. Soc. 1960–1980. P. I–IX. P. XXXVI + 660.

- Casey R.* The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand // *Palaeontol.* 1961. V. 3. Pt. 4. P. 487–621.
- Casey R., Bayliss H.M., Simpson M.I.* Observations on the lithostratigraphy and ammonite succession of the Aptian (Lower Cretaceous) Lower Greensand of Chale Bay, Isle of Wight, UK // *Cret. Res.* 1998. V. 19. № 5. P. 511–535.
- Day R.W.* The Lower Cretaceous of the Great Artesian Basin / Ed. Cambell K.S.W. *Stratigraphy and Palaeontology. Essays in honour of Dorothy Hill*, Canberra, ANU Press, 1969. P. 140–173.
- Delanoy G.* About some significant ammonites from the Lower Aptian (Bedoulian) of the Angles – Barreme area (South – East France) // *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia.* 1995. V. 51. P. 65–101.
- Kemper E.* Die aelteste Ammoniten-Fauna im Aptium Nord-west-Deutschlands // *Palaeontol. Z.* 1967. Bd. 41, Hf. 3/4. S. 119–131.
- Kemper E.* Die Entfaltung der Ammoniten und die Meeres – verbindungen im borealen Unter-und Mittel-Apt // *Geol. Jahrb. A.* 1995. Bd. 141. S. 171–199.
- Koenen A. von.* Die Ammoniten des Norddeutschen Neocom (Valanginien, Hauterivien, Barremien und Aptien) // *Abh. Koenig. Preuss. Geol. Land. Berg.* 1902. N. F. Hf. 24. 451 s.
- Klinger H.C., Kennedy W.J.* Cretaceous faunas from Zululand, South Africa and Southern Mozambique. The Aptian Ancyloceratidae (Ammonoidea) // *Ann. S. Afr. Mus.* 1977. V. 73. Pt. 9. P. 215–359.
- Manolov J.R.* New ammonites from the Barremian of North Bulgaria // *Palaeontol.* 1962. V. 5. Pt. 3. P. 527–539.
- Ooster W.A.* Petrification remarquables des Alpes Suisses. Catalogue des Cephalopodes fossiles des Alpes Suisses avec la description et les figures des especes remarquables // *Nouv. Mem. Soc. Helv. Sci. Nat.* 1857–1863. V. XVII–XVIII. Pt. 1–6. P. XXX + 376 p.
- Orbigny A. d'.* Paleontologie francaise. Terrain Cretaces. I. Cephalopodes. Paris, Masson, 1840–1842. P. 1–662.
- Sinzow I.* Bemerkungen uber einige Ammoniten des Aptien // *Уч. зап. Имп. Новороссийского ун-та.* 1898. Т. 76. С. 27–40.
- Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C.* Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. 102 p.
- Smith A.G., Smith D.G., Funnell B.M.* Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1994. 99 p.
- Sowerby J., Sowerby J. de C.* The Mineral Conchology of Great Britain. London: Meredith, 1812–1846. 1353 p.
- Sowerby J. de C.* A communication by James de Carle Sowerby on his new genus of fossil shells, *Tropaeum* // *Proc. geol. soc. London*, 1837. № 2. P. 535.
- Spath L.F.* On some Ammonoidea from the Lower Greensand // *Ann. Mag. Nat. Hist.* 1930. Ser. 10, V.V, № 10. P. 417–464.
- Swinnerton H.H.* The rocks below the Red Chalk of Lincolnshire, and their cephalopod faunas // *Quart. Journ. Geol. Soc. London.* 1935. V. XCI. P. 1–46.
- Thomel G.* Contribution a la connaissance des Cephalopodes cretaces du Sud-Est de la France. Note sur les Ammonites deroulees du Cretace inferieur vocontien // *Mem. Soc. geol. France.* 1964. N. S. T. 48. № 2. P. 1–80.
- Trautschold H.* Der Inoceramen – Thon von Ssimbirsk // *Bull. Soc. Imp. Natur. Moscou.* 1865. V. 38. № 1. S. 1–24.
- Vasicek Z., Wiedmann J.* The Leptoceratidinae: small heteromorph ammonites from the Barremian // *Palaeontol.* 1994. V. 37. Pt. 1. P. 203–239.
- Westermann G.E.G.* New developments in ecology of Jurassic – Cretaceous ammonoids / Eds. Pallini G., Cecca F., Cresta S., Santantonio M. *Fossili. Evoluzione, Ambiente. Atti del secondo convegno intern. F.E.A., Pergola*, 25–30 ottobre, 1987. Pergola. 1990. P. 459–478.

Рецензенты И.А. Басов, К.И. Кузнецова

УДК 561.255:551.732/733.1(470.55/57)

ФИТОПЛАНКТОННЫЕ ПРОВИНЦИИ В ТРЕМАДОКЕ

© 2002 г. В. А. Олли, Е. В. Чибрикова

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа

Поступила в редакцию 26.10.2000 г.

Ключевые слова. Акритархи, фитопланктонная провинция, Южный Урал, тремадок, алимбетский горизонт; **свиты:** колнабукская, кураганская, тереклинская.

Находки акритарх в различных регионах планеты показали, что комплексы их из разновозрастных отложений как нижнего ордовика, так и верхнего кембрия неодинаковые. По мнению изучавших их специалистов, это связано с существованием в то время нескольких фитопланктонных провинций, различающихся температурой воды бассейнов и другими параметрами.

Первые работы по данному вопросу (70-х–80-х годов) рассмотрены в публикациях Н.А. Волковой (1995, 1997), которая обобщила данные предшественников, дополнила их своими материалами по Прибалтике, Ленинградской и Ярославской областям и некоторыми другими. В результате для позднего кембрия – тремадока ею были выделены фитопланктонные провинции: Средиземноморская (Перигондванская) холодноводная, Балтийская умеренная и тепловодная экваториальная (Волкова, 1997).

Разрезы с находками позднекембрийских и тремадокских акритарх, относящихся к перечисленным провинциям, Н.А. Волкова (1997) показала на палинспастической карте, составленной Эрдтманом для раннего ордовика (рис. 1). На данной карте видно, что почти все местонахождения акритарх Балтийской провинции сосредоточены в северо-восточной части Европы, но они не отмечаются дальше меридианов 40°–41° восточной долготы (в современных координатах). Это – местонахождения в Архангельской и Ярославской областях (рис. 1). Нижнеордовикские отложения на Южном Урале известны давно, но, хотя в них находили фауну (в основном трилобиты, брахиоподы), трактовка их стратиграфии в разные годы, разными исследователями была неоднозначной и даже противоречивой. В еще большей мере это относится к породам, считавшимся кембрийскими.

Названные образования развиты в сложно дислоцированном Сакмарском тектоническом покрове и его южном продолжении за широтным течением р. Урал – Косистекско-Аксуйском (Казахская часть Урала). Здесь расположены типовые разрезы их, в том числе и те, по которым вы-

делены региональные горизонты для всего Урала (Стратиграфические схемы..., 1993).

Палинологическая характеристика ряда основных разрезов на указанной территории (рис. 2), впервые полученная нами, заставила внести существенные коррективы в стратиграфию нижнего ордовика и кембрия Урала (Чибрикова, Олли, 1996а, б, 1997). Вместе с тем эти данные позволяют дополнить имеющиеся сведения о фитопланктонных провинциях в тремадоке. Акри-



Рис. 1. Местонахождения разрезов с тремадокскими акритархами, указывающиеся в работе Н.А. Волковой (1997).

1 – Балтийская провинция: 1 – Архангельская область; 2 – север Норвегии; 3 – Ленинградская область; 4 – Ярославская область; 5 – Эстония; 6 – Швеция.

2 – Перигондванская и 3 – тепловодная провинции: 7 – Польша; 8 – Восточный Ньюфаундленд; 9 – Англия; 10 – Франция, Бельгия; 11 – Испания; 12 – Италия; 13 – Северный Иран; 14 – Северная Африка; 15 – северо-запад Аргентины; 16 – США, штат Техас.

Дополнение авторов статьи: У – Южный Урал; К – о. Колгуев.

тархи, найденные в гипостратотипе нижнего ордовика на р. Алимбет (левобережье р. Урал) (рис. 2), показали целесообразность выделения алимбетского горизонта (тремадок) вместо кидрясовского и колнабукского и акбулаксайского (нижний ? арениг) вместо куагачского (Чибрикова, Олли, 1996а, б).

В стратотипе алимбетского горизонта на одноименной речке найдены и ранне- и поздне-тремадоксские акритархи, тогда как в ряде других разрезов по ним можно говорить лишь о тремадоковом возрасте пород в целом. Нижняя часть названного горизонта (разрез “Ферма Алимбет”, рис. 2) характеризуется раннеордовикским комплексом акритарх, в котором преобладают диакродиевые *Acanthodiacrodium angustum* (Downie), *A. comptulum* Rasul, *A. papillare* Tim., *Acanthoritiodiacrodium unigeminum* Tim. и др. (фототаблица).

Особо следует подчеркнуть наличие в данном комплексе *Acanthodiacrodium angustum* (Downie) – вида, который встречается в ряде разрезов совместно с *Cordilodus proavus* Müll. (Волкова, 1995, 1997, 1999). Оба названных вида акритарх и конодонтов являются зональными, по основанию этих зон проводится нижняя граница тремадоковского яруса. Фауна в нижней части алимбетского горизонта не встречена, и до наших находок акритарх нижний тремадок здесь не выделялся.

Для верхней части алимбетского горизонта характерны поздне-тремадоксские формы с крупным полярным отверстием (пилмом): *Cumatogalea multicaestra* Deunff, *C. cuvillieri* Deunff, *Priscogalea plena* (Vand.), *P. serrata* (Naum.), *P. spectatissima* (N. Umn.) (фототаблица). В.Г. Кориневский (1989) приводит в своей работе фауну, встреченную здесь им самим и предшествовавшими исследователями. Список ее состоит в основном из трилобитов *Asaphellus alimbeticus* Bal., *Promegalaspides kazakhstanensis* Bal., *Ceratopyge forficula* Cars, *C. sp.*, *Schumardia pusilla* Sars, *Sch. oelandica* Möb., *Lejagnostus alimbeticus* Bal., *Gerragnostus sidenbladhi* (Linn.), *Parabolinella limitis* Brög., *Apatokephalus serratus* (Voeck), *Cyclognatus mucropygus* Linn. Отмечаются также брахиоподы *Altorthis kinderlensis* Andr., *Paldiskia* sp., *Siphonotreta uralensis* Lerm., *Euritreta* (?) *chabakovi* (Lerm.), граптолиты *Dictyonema uralensis* Obut. Хотя в приведенном комплексе много эндемичных форм, всеми специалистами отмечается его сходство с “цератопигиевой” фауной верхнего тремадока Скандинавии (Варганов и др., 1973; Кориневский, 1989 и др.).

Средняя часть рассматриваемого горизонта, в том же разрезе “Ферма Алимбет”, характеризуется смешанным комплексом акритарх – в нем имеются и оболочки с крупным пилмом, и диакродиевые, а также формы с более широким вертикальным распространением в нижнеордовикских отложениях (Чибрикова, Олли, 1996а, б).

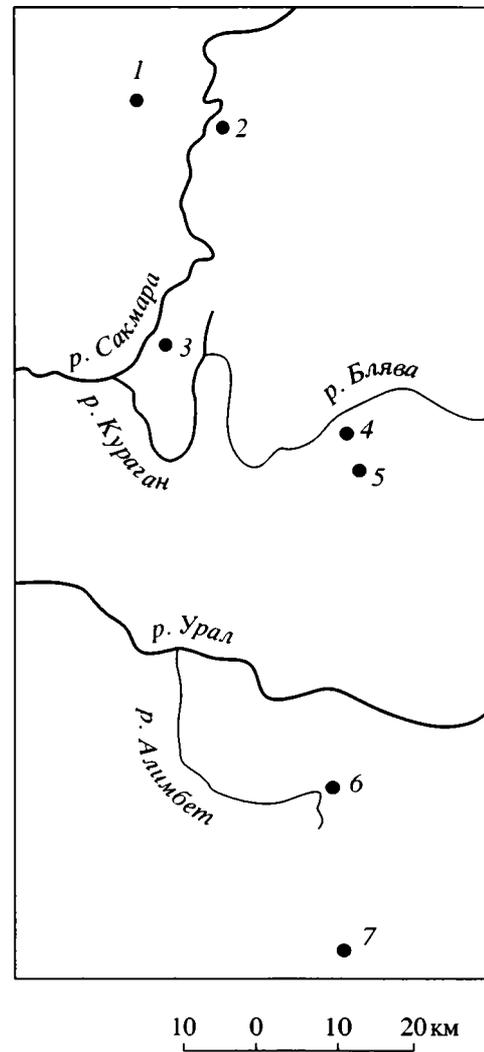
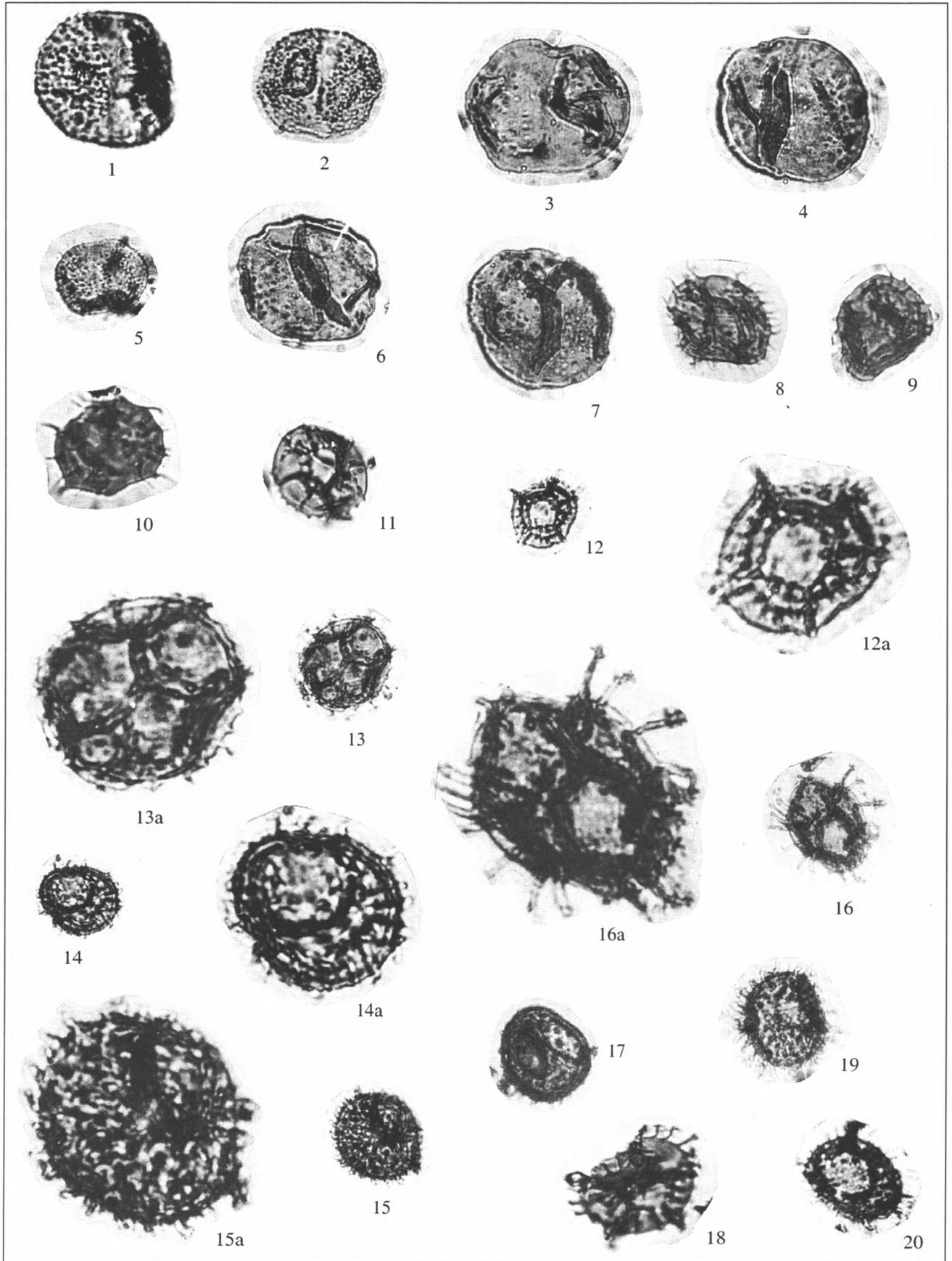


Рис. 2. Обзорная схема местонахождений тремадоксских акритарх на Южном Урале (в пределах Башкирии, Оренбургской области и Казахстана) в разрезах. 1 – руч. Киси-Яра (приток р. Вазям выше д. Башкирский Вазям); 2 – левый берег р. Сакмары напротив д. Башкирский Вазям; 3 – гора Бикташ; 4 – р. Блява; 5 – р. Шиякла; 6 – “Ферма Алимбет” на одноименной речке; 7 – овраг “Красный”.

Поздне-тремадоксские акритархи, также совместно с одновозрастной фауной, обнаружены нами в стратотипе “колнабукского горизонта” на р. Блява и несколько южнее – на руч. Шиякла (рис. 2). Здесь отложения указанного возраста в ранге свиты (колнабукской) отнесены нами к верхней части алимбетского горизонта (Чибрикова, Олли, 1996а, б). Колнабукская свита в стратотипе охарактеризована акритархами *Priscogalea serrata* (Naum.), *P. spectatissima* (N. Umn.), *P. grumosa* Arist., единичными *Cumatogalea* Deunff, *Stelliferidium* Deunff (Чибрикова, Олли 1996а) и фауной *Ceratopyge* sp., *Schumardia oelandica* Möb., *Gerragnostus sidenbladhi* (Linn.), *G. sp.*, *Protopliomerops*



speciosus (Dalm.), *Euloma* cf. *kelleri* Bal., *Apatokeralus* sp. (Варганов и др., 1973).

На р. Вазям, правом притоке р. Сакмары, и на левом берегу последней напротив д. Башкирский Вазям (рис. 2) акритархи позволили отнести к колнабукской свите (Чибрикова, Олли, 1997) нижнюю часть палеонтологически немой толщи пород, считавшихся кураганской свитой позднеаренингского – лланвирнского возраста (Стратиграфические схемы..., 1993).

Тремадоком, в целом, акритархи датируют ордовикские отложения в овраге Красном (бассейн левобережья р. Урал) в Казахстанской части Южного Урала и на левобережье р. Сакмары на г. Бикташ (рис. 2). В последнем разрезе породы с акритархами указанного возраста ошибочно объединялись с археоциатовыми известняками в тереклинскую свиту нижнего кембрия (Клюжина, 1990; Стратиграфические схемы..., 1993).

Рассмотренные акритархи близки к таковым, известным из разрезов нижнего ордовика Прибалтики, центральных регионов Русской платформы по упоминавшимся работам Н.А. Волковой (1995, 1997, 1999) и других авторов (Аристова, 1980; Веричев и др., 1990; Умнова, 1973). Это позволяет отнести изучавшуюся нами территорию Южного Урала к Балтийской умеренной фитопланктонной провинции тремадоковского времени. Таким образом, можно считать, что названная провинция распространялась не до меридианов 40°–41° восточной долготы, а доходила, по меньшей мере, до долготы 57° (Южный Урал – рис. 1, точка У).

В данном случае не имеется в виду, что бассейн седиментации был единым на всей Русской платформе и на Урале. На указанной территории могло существовать два отдельных бассейна, но с одинаковой температурой воды и одинаковыми условиями осадконакопления.

Как отмечалось выше, рассмотренные разрезы тремадока на Южном Урале приурочены к тектоническим покровам, надвинутым с востока на более молодые отложения. По мнению некоторых исследователей, корни покровов, в частно-

сти Сакмарского, находятся в зоне Главного уральского разлома (Пучков, 2000). Эта зона находится за хребтом Урал-Тау, т.е. в 30–35 км восточнее современного местонахождения названного покрова. Следовательно, правомерно предположить, что Балтийская фитопланктонная провинция распространялась на такое расстояние еще дальше на восток. Для Зауралья и Сибири о тремадоковских акритархах пока нет данных.

Состав комплексов акритарх, найденных в тремадоковских отложениях острова Колгуев (Рудавская, Раевская, 1994), показывает, что и эта территория относилась к Балтийской фитопланктонной провинции (рис. 1, точка К). Следовательно, здесь, на севере европейской части России рассматриваемая провинция достигала примерно 49° восточной долготы (в современных координатах).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристова К.Е. Акритархи пограничных слоев тремадоковского и аренингского ярусов Московской синеклизы // Тр. Всес. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-та. 1980. № 217. С. 10–18.
- Варганов В.Г., Анцыгин Н.Я., Наседкина В.А. и др. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М.: Недра, 1973. 228 с.
- Веричев Е.М., Волкова Н.А., Пискун Л.В. и др. Акритархи ордовика Севера Русской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 152–155.
- Волкова Н.А. Акритархи пограничных отложений кембрия – ордовика Балтийской фитопланктонной провинции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 4. С. 31–43.
- Волкова Н.А. Палеогеография фитопланктона на рубеже кембрия – ордовика // Палеонтол. журн. 1997. № 2. С. 13–19.
- Волкова Н.А. Акритархи верхней части верхнего кембрия – нижнего тремадока Московской синеклизы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 43–55.
- Клюжина М.Л. Проблемы стратиграфии кембрия Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Докембрийские образования. Кембрийская система. Свердловск:

Фототаблица. Акритархи из стратотипа алимбетского горизонта тремадока западного склона Южного Урала (Увеличение всех форм 600, кроме отмеченных).

1, 2 – *Acanthodiacrodium angustum* (Downie) Combaz; 1 – преп. ИГ УНЦ РАН 5673г; 2 – преп. ИГ УНЦ РАН 5673а. 3, 4 – *Acanthodiacrodium comptulum* Rasul; 3 – преп. ИГ УНЦ РАН 5673г; 4 – преп. ИГ УНЦ РАН 5673б. 5 – *Acanthodiacrodium papillare* Tim.; преп. ИГ УНЦ РАН 5673г. 6, 7 – *Acanthoritodiacrodium unigeminum* Tim.; преп. ИГ УНЦ РАН 5673б. 8, 9 – *Acanthodiacrodium* cf. *costatum* Burn.; 8 – преп. ИГ УНЦ РАН 5710б; 9 – преп. ИГ УНЦ РАН 5710а. 10 – *Arbusculidium* sp., преп. ИГ УНЦ РАН 5710а. 11–13а – *Cymatiogalea cuvillieri* Deunff; 11 – преп. ИГ УНЦ РАН 5710а, 12–13а – преп. ИГ УНЦ РАН 6248а; 12а и 13а при увел. 1500; 13, 13а – форма в боковом положении. 14–15а – *Priscogalea plena* (Vand.) Arist.; 14, 14а – преп. ИГ УНЦ РАН 5670а; 14а – при увел. 1500; 15, 15а – преп. ИГ УНЦ РАН 5670б; форма в боковом положении. 15а – при увел. 1500. 16, 16а – *Cymatiogalea multicaustra* Deunff; преп. ИГ УНЦ РАН 6248а; 16а – при увел. 1500. 17 – *Priscogalea serrata* (Naum.) Arist.; преп. ИГ УНЦ РАН 5710а. 18 – *Cymatiogalea* cf. *multicaustra* Deunff; преп. ИГ УНЦ РАН 5710а. 19, 20 – *Priscogalea spectatissima* (N.Umn.) Olli in litt.; 19 – преп. ИГ УНЦ РАН 5670б; 20 – преп. ИГ УНЦ РАН 6616а.

ИГиГ УрО АН СССР; ПГО "Уралгеология", 1990. С. 49–72.

Кориневский В.Г. Опорные разрезы нижнего ордовика Южного Урала (терригенные фации). Свердловск: УрО АН СССР. Ин-т минералогии. 1989. 67 с. Препринт.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Рудаевская В.А., Раевская Е.Г. Акритархи ордовика острова Колгуев Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов: I Междунар. симп. (Санкт-Петербург, 3–10 дек. 1994 г.). Тез. докл. СПб: ВНИГРИ, 1994. С. 10.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Ордовик, лист 1. Екатеринбург: Роскомнедра, ИГиГ УрО РАН. 1993.

Умнова Н.И. Акритархи ордовика и силура Московской синеклизы и Прибалтики. М.: Недра, 1973. 167 с.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Новые данные по стратиграфии нижнего ордовика Южного Урала. Уфа: Изд-во АН РБ. 1996а. 25 с. Препринт.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Новые данные по стратиграфии ордовика Южного Урала // Палеогеография венда – раннего палеозоя: Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 1996б. С. 200–202.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. К вопросу о положении в разрезе и возрасте кураганской свиты (ордовик) на Южном Урале // Недра Башкортостана. Уфа: Изд-во АН РБ, 1997. С. 10–11.

Рецензенты Н.А. Волкова, Б.С. Соколов

НОВЫЕ ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и океанов, теории и методологии стратиграфических исследований, геохронологии (включая изотопную), проблемам биостратиграфии и эволюции биосферы, бассейновому анализу, палеоклиматологии, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, выполненным по результатам мультидисциплинарных исследований. Предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат. Журнал публикуется одновременно на русском и английском языках (что накладывает дополнительные требования к оформлению рукописей).

Предоставляемые в редакцию статьи должны быть проверены, тщательно отредактированы и подписаны автором (авторами). Стиль изложения должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. К рукописи прилагается сопроводительное письмо-направление от организации, в которой данное исследование выполнено, акт экспертизы, адрес для переписки (с индексом), имена (полностью) всех авторов, номера домашнего и служебного телефонов и адреса e-mail (если есть). Статьи представляются в бумажном и электронном видах.

Оформление рукописи должно отвечать следующим требованиям.

Рукопись (в двух экземплярах, без рукописных вставок и исправлений) должна быть отпечатана на машинке (компьютере) через два интервала на белой бумаге формата А4 (297 × 210 мм) с левым полем не менее 25 мм. Текст должен занимать 29–30 строк. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля). Иллюстрации (рисунки, таблицы, фотографии) прилагаются отдельно в конце рукописи; их размер не должен превышать формата А4.

Начало статьи оформляется по образцу: Индекс статьи по УДК; Название; Автор(ы) (инициалы и фамилии); Полное (без сокращений) название учреждений, в которых выполнялось исследование; Дата поступления. Далее следуют краткая аннотация (до 1 печ. стр.), ключевые сло-

ва (до 8 слов) и основной текст, который рекомендуется строить по общепринятой в международных журналах схеме, используя подзаголовки: “Введение”, “Материал”, “Методика”, “Результаты и их обсуждение”, “Заключение (выводы)”, “Список литературы”. На отдельных страницах прилагаются подписи к рисункам и таблицы.

Следует использовать физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе СИ. Все сокращения, за исключением немногих общеупотребительных, должны быть расшифрованы. Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, O, S), подчеркивая заглавные буквы двумя чертами снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо впечатывать или аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом), с соответствующими указаниями на полях рукописи.

При описании ископаемых остатков следует руководствоваться правилами для авторов Палеонтологического журнала. Приводимые в тексте латинские названия видов животных и растений должны сопровождаться фамилией автора таксона. Латынь следует набирать прямым шрифтом.

Иллюстрационный материал необходимо предоставлять в редакцию в двух экземплярах размером не менее 5 × 6 и не более 18 × 24 см. Первый экземпляр должен быть оригиналом, предоставление ксерокопий оригиналов не допускается. **На картах обязательно** указывать масштаб. Рисунки должны быть выполнены на белой бумаге тушью или напечатаны на лазерном принтере с разрешением не менее 300 точек на дюйм (dpi). Оба экземпляра фотографий, выполненных на нетисненой бумаге, монтируются автором в виде макета (размер 23 × 17 см). Объяснение буквенных и цифровых обозначений на иллюстрациях обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи следует указать места помещения рисунков и таблиц, и на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора (авторов).

ПОДПИСКА-2003
 ПЕРВОЕ ПОЛУГОДИЕ

ОБЪЕДИНЕННЫЙ КАТАЛОГ

1 ТОМ Российские и зарубежные газеты и журналы
2 ТОМ Книги и учебники



ПРЕС

1 ТОМ РОС
 И З
 ГАЗ
 И Ж

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

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